

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XC

1970

1^{er} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

ARTICLE 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

ARTICLE 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, comptées d'1 1^{er} Avril au 31 Mars suivant, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche phototypie équivalent à 4 pages de texte, 1 planche simill à 2 pages de texte (1).

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les Mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisation : 35 F. pour les personnes physiques. — 65 F. pour les personnes morales.

Etranger : 40 F. pour les personnes physiques. — 70 F. pour les personnes morales.

Abonnement annuel : 80 F.

Pour tous renseignements et abonnement, s'adresser à :

M. le Secrétaire de la Société, Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59-Lille-Gare.

Compte Chèques Postaux : Lille 5247 — Téléphone : 52.14.20 ou 52.02.10

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Compte Chèques Postaux : Lille 5247

Tomes I à X (reste Tome X)	54,00 F.
Tomes XI à XLVI (sauf XV, XXXVI, XXXVII, XXXVIII, XXXIX, XLI, XLII, XLIII, XLV épuisés)	54,00 F.
Tomes XLVII à LI	épuisés
Tomes LII à LXVII (sauf LVI, LVII épuisés, LXIV disparu)	60,00 F.
Tomes LXVIII à LXX	55,00 F.
Tomes LXXI à LXXXIII	60,00 F.
Tomes LXXXIV et suivants	65,00 F.

(1) C'est à la suite du changement de format que le Conseil a établi cette équivalence au cours de sa séance du 6 Janvier 1965.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XC

1970

1^{er} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1970 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. GANTOIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Vice-Présidents</i>	M. A. BEUGNIES M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. J. PAQUET
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. LAVEINE
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. S. LOBOZIAK
<i>Conseillers</i>	M. A. BONTE M ^{me} S. DEFRETIN M. A. DALINVAL M. Ch. DELATTRE M. J. PROUVOST M. J. DERCOURT

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 juin 1873

Secrétariat : **Société Géologique du Nord**
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59 Lille-Gare
Tél. 52.14.20 ou 52.02.10 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 14 JANVIER 1970

PRÉSIDENCE DE M. J. PROUVOST, PRÉSIDENT

Après la présentation aux Membres de la Société de Monsieur SIMONY, Professeur de Géologie structurale à l'Université de Calgary (Alberta) Canada, M. J. PROUVOST fait procéder à l'élection de nouveaux membres. Sont donc élus :

M. BEAUVILLAIN Jean-Claude, 75, rue du Long-Pot à Lille (59), présenté par MM. P. Celet et B. Clément.
M. DEGARDIN Jean-Marie, Hébuterne 62-Foncquevillers, présenté par MM. P. Celet et J. Charvet.
M. VERRIEZ Jean-Jacques, 153, rue Alexis Cuvelier à Cambrai (59), présenté par MM. P. Celet et B. Clément.
M. LEBOUT Marc, 119, rue du Tilleul Sous-le-Bois à Maubeuge (59), présenté par MM. P. Celet et J. Prouvost.
M. MEILLIEZ Francis, 44, rue Jean Jaurès à Beaurain (62), présenté par MM. J. Dercourt et J. Paquet.

L'ordre du jour amène ensuite l'élection du Conseil d'Administration pour l'année 1970. Les résultats du vote sont les suivants :

Président 1970 :	M. M. GANTOIS	36 voix
	M. J. DERCOURT	1 voix
	M. G. WATERLOT	1 voix
1 ^{er} Vice-Président 1970 :	M ^{lle} D. BRICE	29 voix
	M. J. DERCOURT	4 voix
	M. J. PAQUET	4 voix
	M. G. SOULIEZ	1 voix

Sont donc élus : Président, Monsieur M. GANTOIS et 1^{er} Vice-Président, Mademoiselle D. BRICE.

Les deux postes de Vice-Présidents reviennent d'autre part à M. A. BEUGNIES (16 voix) et M. G. SOULIEZ (11 voix), tandis que sont élus Conseillers MM. J. PROUVOST et J. DERCOURT.

MM. A. BONTE, A. DALINVAL et Ch. DELATTRE, ainsi que M^{me} S. DEFRETIN, sont maintenus dans leurs postes de Conseillers pour l'année 1970. MM. J. PAQUET, J.P. LAVEINE, M. l'Abbé TIEGHEM et M^{me} Paule CORSIN demeurent dans leurs précédentes fonctions. Enfin, M. S. LOBOZIAK est élu Bibliothécaire.

Le Conseil d'Administration 1970 est donc ainsi constitué :

Président : M. M. GANTOIS.
Premier Vice-Président : M^{lle} D. BRICE.
Vice-Présidents : MM. A. BEUGNIES et G. SOULIEZ.
Secrétaire : M. J. PAQUET.
Secrétaire-Adjoint : M. J.P. LAVELINE.
Trésorier : M. l'Abbé TIEGHEM.
Déléguée aux publications : M^{me} PAULE CORSIN.
Bibliothécaire : M. S. LOBOZIAK.
Conseillers : M. A. BONTE, M^{me} S. DEFRETIN, MM. A. DALINVAL, Ch. DELATTRE, J. PROUVOST,
J. DER COURT.

Monsieur G. SOULIEZ annonce ensuite l'Exposition de la Carte Géologique de France organisée par le B.R.G.M. au mois de mars-avril 1970.

Communications orales

- A. BEUGNIES, A. BONTE, P. DUMONT, J. PARENT et G. WATERLOT. — La faille de Vireux à l'Est de la Meuse.
- R. COQUEL, Y. LEMOIGNE et S. LOBOZIAK. — Confirmation de l'âge Westphalien du Houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon.

SEANCE ORDINAIRE DU 11 FEVRIER 1970

PRÉSIDENCE DE M. J. PROUVOST, PRÉSIDENT POUR 1969,
PUIS DE M. M. GANTOIS, PRÉSIDENT POUR 1970

Monsieur J. PROUVOST ouvre la séance en prononçant son allocution de fin de mandat.

Mes chers Collègues,

Voici arrivé le terme du mandat auquel vous avez bien voulu me convier jusqu'à présent au sein de votre Société, puisque arrivé à Lille en 1962, j'ai tenu le Secrétariat pendant 4 ans, puis la Vice-Présidence en 1968-1969. J'ai eu ainsi connaissance des rouages de la Société et des problèmes qui se sont posés. Je les ai pris à cœur car j'ai compris combien il était important de maintenir cette association. Elle est riche déjà de son passé, de son histoire et est jalonnée de grands noms chers à tous les Géologues. Nous devons avoir le souci de continuer leur œuvre. Mais cette pieuse affectivité n'est peut-être pas très bien comprise des plus jeunes d'entre nous que je félicite ici de leur présence et auxquels je désire m'adresser tout spécialement. Analyser les phénomènes, les synthétiser, les comprendre, c'est là leur ambition, mais comment promouvoir ces connaissances s'il n'est pas possible de les faire connaître ? Ils ont en la Société, la possibilité d'atteindre un large public (si toutefois le Conseil de la Société considère leurs travaux comme étant de valeur suffisante), puisque nos Annales sont expédiées dans le monde entier. Je n'insisterai pas sur les échanges (150) qui ont lieu par la voie administrative et paralysante que l'on connaît, mais sur les abonnements souscrits par des firmes étrangères, en Europe 19, en Afrique 2, en Amérique 18, en Asie 6, en Océanie 2 ; ces chiffres sont encore modestes, mais la connaissance que j'ai d'autres organismes analogues me permet d'affirmer que notre diffusion est bonne.

Il faut donc faire vivre à tout prix notre Société. Notre monde moderne a ses lois qui ne sont plus celles qu'ont connues les fondateurs et, que nous le voulions ou non, c'est la rentabilité qui est le critère d'un bon renom. C'est le C.N.R.S., que je remercie ici pour son aide, qui nous y incite. Depuis que je suis au Secrétariat, c'est donc dans cette voie que j'ai œuvré sous l'aimable autorité des Présidents qui se sont succédé : MM. Beugnies, Celet, Dalinval, Dollé que j'ai le plaisir de saluer ici et M^{me} Defretin qui sut nous diriger avec délicatesse, à laquelle je présente mes respectueux hommages.

Une stricte correspondance commerciale avec les librairies, des expéditions rapides nous ont permis d'augmenter considérablement nos ventes. Nous avons joué une politique d'Editeur plutôt que celle d'une Société savante. C'est le reproche que nous devons nous faire, car nous n'avons pas su animer suffisamment

nos séances et y attirer des membres. Il faut reconnaître que notre déplacement sur le campus est un obstacle à la venue de beaucoup, ce n'est cependant pas loin et nos fidèles doivent faire un effort pour amener de nouveaux membres à nos réunions. Notre objectif doit être, je pense, de 350 à 400 membres, nous en sommes encore fort éloignés, puisque 250 seulement ont acquitté leur cotisation l'année passée (*). M. Gantois, entre les mains duquel je remets les destinées de la Société, est très sensibilisé à ce problème.

Il ne m'est pas possible de clore un tel message sans signaler quelques faits marquants : la parution de « *La Géologie du Nord de la France* » (330 exemplaires vendus à ce jour) et la prochaine sortie d'un fascicule sur les « tonstein » qui contient les communications présentées au cours de la réunion internationale organisée sur ce thème.

Rappelons enfin que 11 nouveaux Membres sont parmi nous.

Il ne me reste qu'à remercier tous ceux qui, avec dévouement, contribuent à la bonne marche de la Société et notamment M^{me} P. Corsin, Déléguée aux publications, M. Tieghem, notre Trésorier et M. J. Paquet, notre Secrétaire.

Il passe ensuite les pouvoirs à M. M. GANTOIS qui s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Mesdames, Mesdemoiselles, Messieurs,

A la veille du 17 février 1970, jour anniversaire du Centenaire de la fondation officielle de notre Association par Jules Gosselet, je me sens écrasé par l'honneur que vous me faites de me porter à la Présidence de la Société Géologique du Nord.

Si ce n'est les quelques cailloux que, très timidement, j'ai présentés, au cours de ces 24 dernières années à l'examen de nos chers disparus, MM. P. Pruvost, L. Dollé, E. Leroux et Monseigneur G. Delépine, et les quelques coupes de terrains que le modeste foreur que je suis a pu communiquer à MM. les Professeurs G. Waterlot et A. Bonte, j'ai l'impression d'arriver les mains vides dans ce fauteuil présidentiel.

Je vous dois donc à tous des remerciements d'autant plus chaleureux que mon mérite est plus mince, surtout si je le compare à celui des quelques éminents foreurs qui ont occupé cette place avant moi : M. L. Bregi en 1912, M. Ch. Chartiez en 1946 et enfin, mon regretté maître, M. F. Joly en 1954.

Malgré la crainte que j'éprouve de n'être que très imparfaitement à la hauteur des fonctions que vous avez voulu me confier, je m'efforcerai de ne pas trop vous décevoir.

En tant que premier Vice-Président, l'année dernière, j'aurais dû être le bras droit et le premier conseiller de notre Président. Que M. Pruvost me permette d'implorer son pardon pour ma carence à ce sujet et de lui exprimer, au nom de tous, nos sentiments de vive gratitude pour le dévouement et l'autorité avec lesquels il a rempli son mandat comme il avait rempli celui de Secrétaire de 1963 à 1967.

Nous n'oublierons pas que c'est sous sa présidence qu'a été publié le très beau fascicule « *La Géologie du Nord de la France* » ; nous l'en félicitons et prions Madame Paule Corsin, qui a été le « Rédacteur en Chef » de cet ouvrage et qui, pour la septième année, s'occupera des publications, d'accepter nos plus vifs remerciements.

Si je n'ai pas été d'un grand secours pour mon prédécesseur, en revanche je compte absolument sur Mademoiselle D. Brice, notre première Vice-Présidente, et ses assesseurs, MM. A. Beugnies et G. Souliez, pour marquer nos débats de la rigueur scientifique que le géologue amateur que je suis ne saurait leur donner car il n'a pas été suffisamment attentif aux cours que le Professeur A. Duparque lui donnait à l'I.D.N. en 1933.

Vous serez, si je ne me trompe, Mademoiselle, après Mademoiselle D. Le Maître en 1949 et Madame S. Defretin en 1967, la troisième Présidente de notre association ; permettez-moi dès maintenant de vous en féliciter et de me réjouir d'avoir un aussi charmant successeur.

En ce qui concerne le déroulement de nos réunions mensuelles, je n'ai aucune appréhension car vous connaissez tous la haute compétence et la ponctualité de M. J. Paquet qui dirige en titre notre Secrétariat depuis 1967 après avoir été 4 ans secrétaire-adjoint ; il saura me souffler discrètement le déroulement de l'ordre du jour qu'il aura évidemment minutieusement fait préparer par son adjoint, M. J.P. Laveine.

Une fois de plus nous devons, cette année, demander un effort particulier à Monsieur l'Abbé Tieghem qui, depuis 11 ans qu'il occupe le poste de Trésorier, s'en est acquitté avec une maîtrise qu'envieraient certainement nos ministres des Finances.

(*) Dans ces chiffres ne sont pas inclus les abonnements.

Nous aurons en effet, comme je vous le disais précédemment, à fêter cette année le Centenaire de notre Association. Cette manifestation, à laquelle nous devons donner un éclat tout particulier, ne manquera pas de provoquer des dépenses que notre budget ordinaire ne serait pas en mesure de couvrir.

Dès aujourd'hui donc, je sollicite votre concours à tous pour contacter les personnalités et les organismes susceptibles d'alimenter le budget extraordinaire du Centenaire pour lequel Monsieur l'Abbé Tieghem voudra bien ouvrir un poste spécial dans sa comptabilité.

Cet appel s'adresse tout particulièrement aux absents, nos amis ingénieurs, techniciens, géologues, entrepreneurs, industriels, qui, lorsque nos réunions se tenaient rue Gosselet, y étaient aussi assidus que les universitaires. Qu'ils soient assurés que les modernes locaux d'Annappes — qui n'est pas le bout du monde — sont tout aussi accueillants que notre sombre bibliothèque d'antan.

A l'occasion de cet anniversaire, je souhaiterais que 1970 soit l'aube d'une nouvelle floraison de Mémoires. Les éminents spécialistes des Sciences de la Terre que compte notre Société se doivent de marquer cette année du sceau de leur compétence.

Tous les Présidents qui m'ont précédé ont souligné que la Société Géologique du Nord est la plus ancienne Société géologique française après celle de Paris. Les travaux des Géologues de Lille sont partout appréciés et recherchés. Nous devons à la mémoire de nos illustres prédécesseurs, J. Gosselet, Ch. Barrois, P. Pruvost et Monseigneur G. Delépine, de ne pas laisser s'éteindre cette renommée. Nos éminents professeurs actuels, tant de l'Université Catholique que de la Faculté de l'Etat, s'y emploient.

Je n'en veux pour preuve que la prochaine parution d'un fascicule de nos Annales qui sera consacré aux travaux de la Réunion Extraordinaire sur les tonsteins que M. J. Pruvost a organisée avec la collaboration et la Présidence d'Honneur de M. A. Bouroz. Vous savez que cette manifestation avait réuni une participation importante de spécialistes étrangers.

Puissent les jeunes, avec l'appui toujours si dévoué de ces Maîtres, préparer la relève.

Qu'ils n'hésitent pas à reprendre des questions déjà traitées par leurs aînés, non pas pour le plaisir de démolir ce qui a été édifié mais pour apporter une nouvelle pierre à notre édifice centenaire. Je leur rappelle que M. Loboziak, notre nouvel archiviste bibliothécaire, leur fournira toute la documentation nécessaire.

Enfin, à la sortie d'une époque troublée qui a ébranlé la Faculté, je compte fermement sur tous et, en particulier, sur nos six conseillers, Madame S. Defretin, MM. A. Bonte, A. Dalinval, Ch. Delattre, J. Dercourt et J. Pruvost, pour que le centenaire de notre Société marque le renouveau de la saine et franche amitié qui, comme le disait l'un de mes prédécesseurs, faisait de la Société Géologique du Nord « la première » en France par la chaude amitié qui y règne.

Cette amitié sera pour moi le meilleur concours que vous pouvez m'apporter.

Puis Monsieur l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, présente à l'Assemblée l'exercice financier 1969 et le projet du budget 1970. Ces deux rapports sont adoptés à l'unanimité.

Est ensuite nommé Membre de la Société :

M. SIMONY Ph., Professeur de Géologie structurale à l'Université de Calgary (Alberta) Canada, présenté par MM. J. Dercourt et M. Gantois.

M. M. GANTOIS annonce la démission de M. R. LEROUX, ancien Président de la Société et le décès de M. P. FOURMARIER, Membre de l'Académie Royale de Belgique et Membre de la Société Géologique du Nord.

Communications orales

J. CHARLET. — Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la T.L. à la Géologie.

Ph. SIMONY. — Géologie de la Cordillère canadienne (*).

(*) Cette communication ne sera pas publiée dans le cadre des Annales de la Société Géologique du Nord.

SEANCE ORDINAIRE DU 4 MARS 1970

PRÉSIDENCE DE M. M. GANTOIS, PRÉSIDENT

Monsieur le Président informe d'abord la Société que le Conseil d'Administration a élu M. G. WATERLOT Président d'Honneur de la Société.

Sont ensuite élus Membres de la Société :

- M. GEHU, Professeur U.E.R. de Pharmacie, Hameau de Hendries, Bailleul (59), présenté par MM. P. Celet et G. Waterlot.
- M. DIDON, Maître-Assistant, SN 5, B.P. 36, Lille-Distribution (59), présenté par MM. J. Dercourt et J. Paquet.
- M. GUIR, Professeur Agrégé de Sciences Naturelles, 7, Avenue du 18 Juin, Ronchin (59), présenté par MM. J. Dercourt et J. Paquet.
- M. ODENT Bernard, rue de Guizelin à Guines (62), présenté par MM. J. Paquet et G. Waterlot.
- M. MANIA, Assistant, 8, rue de Grasse, Pecquencourt (59), présenté par MM. A. Bonte et J. Dercourt.
- M. VERLEY, Professeur C.E.S., 103, rue Franklin, à Mons-en-Barœul (59), présenté par MM. J. Dercourt et H. Maillot.

Communications orales

- B. WATERLOT. — Nouvelles observations géologiques sur les terrains paléozoïques, crétacé et tertiaire des environs de Bavai.
- B. WATERLOT. — Données nouvelles sur le Carbonifère des environs de Pont-sur-Sambre.
- M. BOUMA. — Rôle de l'altération météorique et des mouvements de l'eau dans l'évolution du minerai manganésifère de Moanda (près Franceville, Gabon).
- J. PAQUET et G. WATERLOT. — Découverte d'un Euryptéridé (*Eriopterus brewsteri* H. WOODWARD) dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne).

— « » —

La faille de Vireux à l'Est de la Meuse

par A. BEUGNIES, A. BONTE, P. DUMONT, J. PARENT et G. WATERLOT

Résumé. — Reconnaissance du prolongement de la faille de Vireux (Ardenne française) à l'Est de la Meuse où elle se raccorde à la faille de Thanville. La faille de Vireux-Thanville, actuellement connue sur un parcours de 25 km, s'est déclenchée au cours de la phase de distension tardihercynienne et elle a engendré des glissements de la couverture favorisés par certains niveaux incompétents.

Summary. — Discovery of the extension of the fault of Vireux (French Ardenne) East of Meuse where it is joining the fault of Thanville. The fault of Vireux-Thanville, actually known over a distance of 25 km, was generated during the last distension phase of Hercynian orogenesis in Ardenne, and it was followed by gravitational slidings of some competent rock series lying upon incompetent basement.

L'extension occidentale de la faille de Vireux ayant été reconnue (Beugnies, 1967), nous consacrons la présente note à préciser son tracé à l'Est de la Meuse où elle se raccorde à la faille de Thanville mise en évidence dans la tranchée du chemin de fer de Houyet à Bertrix entre Vonèche et Thanville (Asselberghs, 1927, 1940). Par cette assimilation, la faille de Vireux-Thanville, à présent connue sur un parcours de 25 km, apparaît comme l'un des principaux accidents hercyniens affectant le flanc sud du synclorium de Dinant.

Stratigraphie.

A l'Est de la Meuse et à l'Ouest de Vonèche, on observe les formations éodévoniennes suivantes :

L'*Emsien moyen* (E₂) ou *Formation des Schistes de Winenne* (épaisseur : environ 400 m) est surtout caractérisé par des schistes rouges avec des niveaux gréseux subordonnés.

L'*Emsien inférieur* (E₁) ou *Formation des Schistes et Grès de Vireux* (épaisseur : environ 600 m) est composé de schistes gris foncé à noir souvent gréseux et micacés et de grès plus clairs fréquemment zonés, à stratifications entrecroisées et contenant souvent de petits nodules schisteux. La partie supérieure de la formation, nettement plus gréseuse, se marque dans la topographie par un alignement de crêtes. La partie inférieure, beaucoup plus schisteuse, renferme assez fréquemment vers la base des couches carbonatées fossi-

lifères (*Spirifer arduennensis*, *Sp. pellico*, *Sp. subcuspidatus*, *Sp. carinatus*, *Camarotoechia dalei-densis*, *Leptostrophia explanata*, *Pterinea costata*, *Dalmanella circularis*, *Chonetes sp.*, etc...)

Le *Siegenien supérieur* (S₃) ou *Formation de la Grauwacke de Pétigny* (épaisseur : environ 400 m) est constitué de schistes noirâtres généralement bien feuilletés, souvent micacés, de grès fins micacés et de schistes carbonatés fossilifères (*Spirifer subcuspidatus*, *Sp. hystericus*, *Sp. excavatus*, *Athyris sp.*, *Leptoena sp.*, *Chonetes sp.*, polypiers, etc...).

Le *Siegenien moyen* (S₂) ou *Formation de la Grauwacke de Saint-Michel* (épaisseur : environ 170 m) est composé de schistes grossiers, de roches carbonatées gréseuses, de schistes à nodules de carbonate fossilifères (Crinoïdes généralement de grande taille, *Spirifer primaevus*). La base de l'assise est caractérisée dans toute la région par de gros bancs de quartzite blanche très fossilifère, remarquable par l'abondance et la grande taille de plusieurs espèces (*Spirifer primaevus*, *Sp. hystericus*, *Sp. excavatus*, *Cypricardella bicostata*, *Proschizophoria personata*, *Myalina sp.*, *Camarotoechia dalei-densis*).

REMARQUE : Dans la partie occidentale de la région étudiée (à l'W de Chooz), il est difficile de distinguer les formations S₂ et S₃ qui ont été regroupées en une seule (S₂-S₃) constituant les "*Schistes grossiers de Montigny*".

Le *Siegenien inférieur* (S_1) ou *Formation des Grès d'Anor* (épaisseur : environ 500 m) est fait d'une alternance de schistes phylladeux sombres et de quartzites blancs en gros bancs de plusieurs mètres, qui furent l'objet, anciennement, d'une exploitation intensive. Vers le sommet de la formation, les quartzites renferment fréquemment des débris de végétaux.

Le *Gedinnien supérieur* (G_2) comporte deux ensembles : la *Formation des Schistes de Saint-Hubert* (G_{2a}) (épaisseur : environ 500 m), formée d'une alternance de schistes phylladeux verts et de grès et quartzites souvent très micacés présentant de nombreuses stratifications entrecroisées ; vers le sommet, et sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, s'intercalent des schistes bleutés qui marquent la transition avec le *Siegenien inférieur*. Le sommet de la formation est encore caractérisé par la présence de schistes bigarrés (verts et rouges) et de schistes rouges.

La *Formation des Schistes d'Oignies* (G_{2c}) (épaisseur : environ 400 m), est composée d'une alternance de schistes phylladeux et de grès quartzitiques de teinte rouge lie-de-vin largement dominante quoique parfois bariolés de vert.

Les plis.

Les plis transversaux. Le fait saillant (fig. 1) de la structure de la région est l'existence d'un large bombement transversal ou *zone de culmination de Felenne*, de direction générale $N 53^\circ E$, dont l'axe passe à proximité de Felenne. Il est responsable du changement d'allure des couches dont la direction $N 67^\circ E$ à l'Ouest, entre Molhain et Ham-sur-Meuse, s'infléchit dans la zone de culmination ($N 80^\circ W$) entre Ham et Wancennes, avant de prendre la direction $N 55^\circ W$ sur la retombée orientale.

Les plis longitudinaux. Un synclinal est bien individualisé à l'W de la Meuse où il s'ouvre sur la Grauwacke de Hierges (E_3) : c'est le *synclinal du Bois de Mazée* (Beugnies, 1967), dont l'axe, en se relevant vers la zone de culmination de Felenne, passe au S de Vireux-Wallerand dans la Formation des Schistes de Winenne (E_2) qui en constitue les deux flancs symétriques (pendage 40 à 50°) ; en entrant dans la zone de culmination, il s'incurve vers le Sud pour franchir la Houille près de sa confluence avec le Ruisseau de l'Echelle (flanc nord : 20° à $30^\circ S$; flanc sud : 70° à $80^\circ N$) ; il s'infléchit ensuite vers le Nord avant de prendre

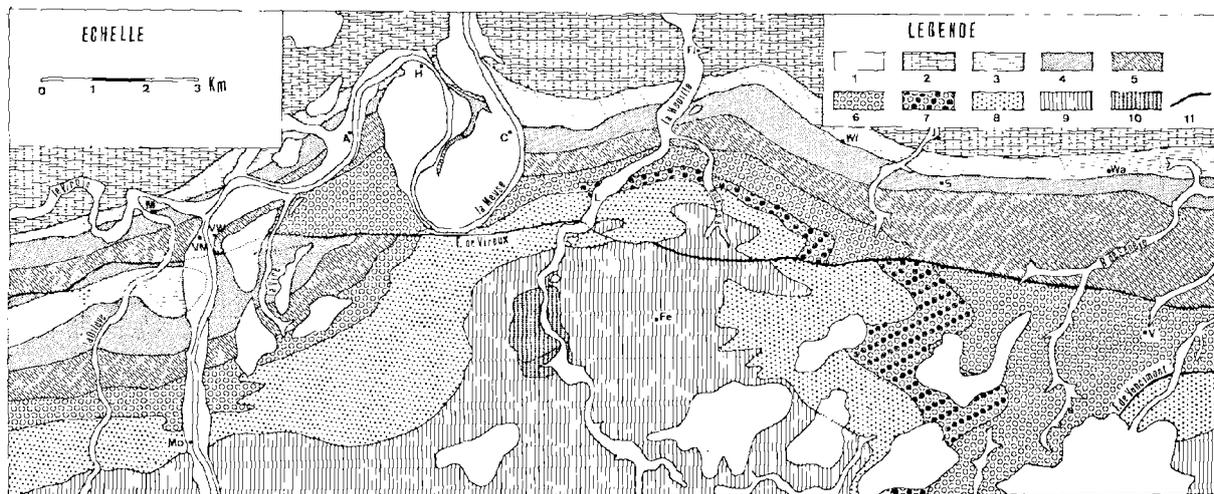


FIG. 1. — Carte géologique de la région comprise entre Vireux et Vonèche.

Légende. — 1 : alluvions et limons des plateaux ; 2 : Dévonien moyen et Dévonien supérieur indifférenciés ; 3 : Emsien supérieur (E_3) ; 4 : Emsien moyen (E_2) ; 5 : Emsien inférieur (E_1) ; 6 : Siegenien supérieur (S_3) ou Siegenien moyen et supérieur ($S_2 + S_1$) indifférenciés ; 7 : Siegenien moyen (S_2) ; 8 : Siegenien inférieur (S_1) ; 9 : Schistes de Saint-Hubert (G_{2a}) ; 10 : Schistes d'Oignies (G_{2c}) ; 11 : faille ; A : Aubrivès ; C : Chooz ; Fe : Felenne ; Fl : Flohimont ; H : Ham-sur-Meuse ; J : Javingue ; L : Landrichamps ; M : Molhain ; Mo : Montigny-sur-Meuse ; S : Sevry ; V : Vonèche ; VM : Vireux-Molhain ; VW : Vireux-Wallerand ; Wa : Wancennes ; Wi : Winenne.

une direction approximativement W-E entre Felenne et Vonèche ; le flanc nord du pli est bien exposé dans le cours supérieur du Ruisseau d'Olenne, tandis que son flanc sud, très adouci (10 à 25° N), est jalonné par plusieurs affleurements du Siegenien moyen fossilifère dans le Grand Bois de Sevry (Asselberghs, 1940) ; le pli est encore bien marqué dans les formations du Siegenien supérieur (S₃) recoupées par la tranchée du chemin de fer à l'W de Vonèche où on a relevé (Asselberghs, 1940, p. 22-23) des pendages de 25 à 30° sur chacun des flancs et vers l'axe du pli. Le synclinal du Bois de Mazée est suivi au Nord par l'*anticlinal de Vireux* déversé vers le Nord et à noyau d'Emsien inférieur (E₁) à l'W de la Meuse (Beugnies, 1967). Vers l'Est, l'axe du pli franchit la Houille dans les Schistes d'Oignies (G_{2a}) dans l'émergence résulte de la convergence de l'axe anticlinal de Vireux avec celui de la zone de culmination de Felenne ; le bombement anticlinal y est très adouci, les pendages n'excédant pas une trentaine de degrés sur tout le pourtour de la bordure périelinale ; le flanc nord du pli se redresse progressivement pour se renverser au sud de Landrichamps (55° à 75° p S) ; plus à l'Est, le flanc sud du pli est encore bien visible dans la vallée du Ruisseau d'Olenne. Enfin, à l'extrémité orientale de la région étudiée, l'anticlinal est encore bien marqué au N de la faille de Thanville, dans les formations fossilifères de l'Emsien inférieur (E₁) avec un flanc sud très adouci (28° p S) et un flanc nord d'abord redressé à la verticale puis déversé vers le Nord sous des inclinaisons de 65° à 50° p S (Asselberghs, 1940, p. 18 à 21).

La faille de Vireux-Thanville.

Les structures précédemment décrites sont interrompues par un accident subvertical important, prolongement oriental de la faille de Vireux, bien connue dans la vallée de la Meuse (Gosselet, Asselberghs, Fourmarier, Beugnies) et que nos levés permettent de raccorder à la faille de Thanville mise en évidence par E. Asselberghs dans la tranchée du chemin de fer au N de Vonèche (Asselberghs, 1924, p. 116, *Ibid.*, 1940, p. 23). Nous décrirons les points de passage de la faille en allant d'Ouest en Est.

Entre Vireux et le méridien d'Aubrives. Au S de Vireux-Wallerand, sur la rive droite de la Meuse, la faille a été reconnue par P. Fourmarier (1924), puis par E. Asselberghs (1938, p. 25) : elle oppose au Nord les grès de Vireux (E₁), appar-

tenant au flanc sud de l'anticlinal (p. 20° S) aux schistes rouges (E₂) du même flanc (p. 10° S) au Sud. Un kilomètre plus à l'Est, dans la vallée de la Vire, la faille sépare les schistes verdâtres du Siegenien moyen du flanc nord de l'anticlinal de Vireux (p. 15 à 35° N) aux schistes rouges (E₂) de la zone axiale du même pli (pendages faibles vers le Nord puis vers le Sud) ; elle y avait été reconnue par E. Asselberghs qui rapportait toutefois les formations du panneau septentrional aux grès de Vireux (E₁) (Asselberghs, 1938).

Des filonnets de barytine ont été observés en deux joints de la faille : dans l'étranglement de l'interfluve Diluve-Meuse et sur la rive droite de la Vire.

Entre le méridien d'Aubrives et l'île à Bord. Les grès de l'Emsien inférieur qui ceignent la bande de schistes rouges de l'Emsien moyen, constituent la zone de crêtes passant par le Chêne du Pendu (alt. : 257,8 m et 328,1 m) ; ils viennent buter vers le Nord contre les grès blancs souvent riches en fossiles et les schistes sombres du Siegenien moyen formant les escarpements de la rive droite du fleuve à l'W de l'île à Bord (dN 70 à 80° E ; p. 35 à 45° N). Au S et à l'E de l'île à Bord, la faille longe la rive droite de la Meuse où elle sépare des couches siegeniennes d'allure différente de part et d'autre. Au N de la Faille de Vireux, la surface de contact des Schistes de Montigny sur les Grès d'Anor est dirigée N 65° E ; elle incline de 30 à 50° vers le S-SE : la série est donc renversée.

Au Sud de la faille, au contraire, le Grès d'Anor forme une série de petits plis à plans axiaux subverticaux dirigés N 70° E.

La zone de renversement des couches observée lors des travaux d'aménagement de la Centrale de Chooz peut donc être assimilée à un accident satellite de la faille de Vireux (Parent et Dumont, 1964).

Entre la vallée de la Houille et la route de Felenne à Flohimont (fig. 2). La Houille, au S de Landrichamps, a creusé son cours dans les quartzites blancs et les schistes noirs gréseux et micacés du Siegenien inférieur (S₁) ; du Nord au Sud, les couches déversées vers le Nord (p. 70 à 78° S) et plissées en chaises (p. de 20 à 35° dans les deux sens), forment le flanc nord d'un anticlinal secondaire (anticlinal de Landrichamps), dont le noyau est constitué de quartzites et de phyllades verts de la Formation des Schistes de Saint-Hubert (G_{2a}) en allure subverticale. Sur la rive droite de la

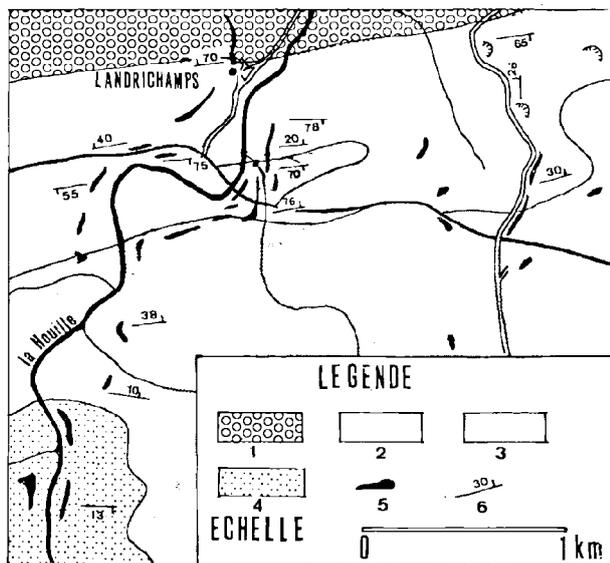


FIG. 2. — La faille de Vireux entre la Houille et la route de Felenne à Flohimont.

Légende. — 1: Siegenien moyen et supérieur; 2: Siegenien inférieur; 3: Schistes de Saint-Hubert; 4: Schistes d'Oignies; 5: affleurement; 6: direction et pendage des couches en degrés.

Houille, une coupe continue permet d'observer, près de la confluence de la rivière avec un affluent de droite de direction méridienne, le passage des Grès d'Anor (S_1) aux Schistes de Saint-Hubert (G_{2b}). Les quartzites et schistes verts (G_{2b}) sont encore bien visibles tout le long de la crête de partage des deux rivières. Le noyau gedinnien de l'anticlinal de Landrichamps vient buter au Sud contre des schistes noirs et des quartzites blanchâtres à faciès anoreux appartenant au Siegenien inférieur (S_1), déversés vers le Nord et plissés en chaises (d. N 70 à 80° E, p. 50 à 80° S); les formations siegeniennes passent en concordance vers le Sud à une alternance de schistes et grès verts gedinniens (G_{2b}); la limite S_1 - G_{2b} se suit aisément vers l'Ouest jusqu'à la rive gauche de la Houille, au lieu-dit "La Batterie".

Le contact anormal entre le Gedinnien G_{2b} du noyau de l'anticlinal de Landrichamps et le Siegenien S_1 au Sud, jalonne le passage de la faille de Vireux: des dressants du compartiment sud appartiennent au flanc inverse de l'anticlinal de Vireux dont la charnière largement bombée est occupée par les Schistes d'Oignies (G_{2a}). Un kilomètre plus à l'Est, la faille recoupe la route de Felenne à Flohimont à 1400 m au N du clocher de Felenne

où elle met en contact au Nord le sommet des Schistes de Saint-Hubert caractérisé par ses schistes verts à flammes rouges et au Sud des couches plus anciennes de la même formation.

Entre le Ruisseau d'Olenne et la route de Winenne (fig. 3). Le tracé de la faille peut encore être précisé dans la vallée du Ruisseau d'Olenne, grâce aux nombreux affleurements de la rive droite. Au N de la faille, la vallée est creusée dans le noyau gedinnien (G_{2b}) de l'anticlinal de Landrichamps dont le flanc sud en pente douce (d N 60° E, p. 20° S) est formé de couches grésoschisteuses de la partie supérieure de la formation G_{2b} (schistes verts à flammes rouges) et de l'extrême base du Siegenien dont les premiers banes de grès à faciès anoreux affleurent dans un ensellement synclinal dont le flanc méridional à pendages N-E s'oppose aux couches gedinniennes à pendage S-W de l'autre lèvre de la faille et dont l'allure se maintient jusqu'aux abords de la route de Winenne.

Les formations du compartiment situé au S de la faille appartiennent à la retombée sud de l'anticlinal de Vireux; elles sont toutes recouvertes en concordance par les grès d'Anor (base de S_1) qui ont été exploitées dans deux carrières, l'une sur la rive droite du Ruisseau d'Olenne (d E-W; p. 18° S), l'autre à l'E de la route de Winenne.

Grâce à des travaux de terrassement pour la pose d'une canalisation tout le long de la route de

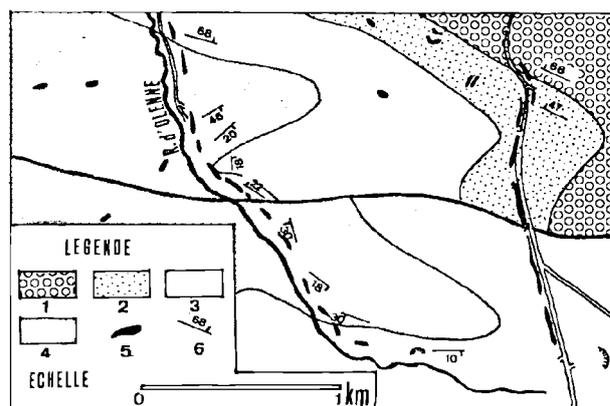


FIG. 3. — La faille de Vireux entre le Ruisseau d'Olenne et la route de Winenne à Felenne.

Légende. — 1: Siegenien supérieur; 2: Siegenien moyen; 3: Siegenien inférieur; 4: Schistes de Saint-Hubert; 5: affleurement; 6: direction et pendage des couches en degrés.

Winenne à Felenne, nous avons pu recueillir un grand nombre d'observations entre la 7^e et la 9^e borne. A environ 400 m au S de la 7^e borne, à l'endroit où la route dessine un coude, affleurent des schistes noirs et des grès clairs du Siegenien moyen à pendage nord (d N 65° E, p. 47° N) ; vers le Sud, la route passe en crête sur plus de 200 m (alt. : 345 m) dans des grès blancs très fossilifères à nombreux lamellibranches de grande taille, caractéristiques de la partie inférieure de l'assise S₂ ; sur la retombée méridionale du plateau, aux environs de la 8^e borne, on recoupe une nouvelle fois les grès et schistes noirs du sommet de la même assise. Compte tenu de la structure anticlinale bien mise en évidence dans la vallée du Ruisseau d'Olene à l'Ouest, la route, entre la 7^e et la 8^e borne, est tout entière creusée dans la formation S₂ constituant la fermeture périclinale orientale de l'anticlinal de Landrichamps. Au contraire, de la 8^e à la 9^e borne, la route recoupe des grès blancs à faciès anoreux de la partie inférieure de la formation S₁, formant la ceinture périclinale de l'anticlinal de Vireux. La faille de Vireux passe un peu au S de la 8^e borne où elle sépare la formation S₂ au Nord des grès de la partie inférieure de S₁ au Sud.

Entre la route de Winenne et Vonèche. Moins de 2 km à l'E de la route de Winenne, la route de Sevry à Vencimont recoupe la faille de Thanville opposant les grès de Vireux (E.) fossilifères au Nord à la bande de Siegenien moyen formant la ceinture périclinale de l'anticlinal de Vireux au Sud (Asselberghs, 1940). C'est le point le plus occidental reconnu par E. Asselberghs pour la faille de Thanville qui se poursuit vers l'Est où elle est bien visible dans la tranchée du chemin de fer (Asselberghs, 1924, 1940). Comme, d'une part, le tracé de la faille de Vireux reconnue au passage de la route de Winenne est dans le prolongement de celui de la faille de Thanville et que, d'autre part, les structures de part et d'autre des deux accidents sont identiques, il ne fait aucun doute que la faille de Thanville soit le prolongement oriental de la faille de Vireux.

Signification tectonique de la faille de Vireux.

A l'W de la Meuse, le mouvement relatif le long de la faille de Vireux se traduit par un enfoncement de l'ordre de 500 m du panneau méridional (Beugnies, 1967).

A l'E de la Meuse, dans la vallée de la Vire, l'ampleur et le sens du mouvement sont les mêmes

tandis qu'au méridien de Chooz, le rejet apparent n'est pas décelable, la faille ne marquant son passage que par des allures différentes des couches de la même formation de part et d'autre de son tracé. Dans la vallée de la Houille, le rejet vertical apparent, de 200 m environ, se fait toujours dans le même sens. Au contraire, dans la vallée du Ruisseau d'Olene, le rejet apparent traduit un *relèvement du compartiment méridional* qui se maintient jusqu'à la tranchée du chemin de fer de Vonèche avec une ampleur qui peut être estimée à quelques centaines de m.

A ne considérer que le jeu vertical du compartiment sud le long de la faille de Vireux-Thenville, le mouvement correspond à un véritable basculement au tour d'un axe qui passe par Felenne et qui provoque un enfoncement à l'Ouest vers la zone d'ennoyage occidentale et un relèvement à l'Est.

Il semble donc exister une relation de cause à effet entre les plis transversaux et la faille de Vireux-Thenville dont le jeu accentue l'effet des ennoyages et des culminations. C'est à la même conclusion qu'on arrive pour d'autres régions de l'Ardenne, notamment en ce qui concerne les failles radiales du massif de Rocroi (Beugnies, 1963).

Nous avons déjà montré que la faille de Vireux est une manifestation tardive de la tectonique hercynienne de l'Ardenne, nettement postérieure aux plis longitudinaux (Beugnies, 1967). L'étude de son prolongement oriental permet d'en expliquer le mécanisme générateur par le bombement transversal de Felenne dont l'exagération, dans la partie sud de la région étudiée, aurait déclenché la faille avec les rejets observés.

Structures particulières en relation avec la faille de Vireux.

L'un des caractères les plus remarquables de la faille de Vireux déclenchée au cours de la phase tardive de distension de la tectonique hercynienne de l'Ardenne, réside dans son allure subdirectionnelle reconnue sur une vingtaine de km. Ce n'est que vers l'Ouest, au méridien de Vierves (Beugnies, 1967), que la faille adopte une allure transversale plus conforme au style de la fracturation propre à la phase de distension. Des failles transverses, de direction N 15 à 30° W, ont d'ailleurs été reconnues dans le Dévonien moyen et supérieur des environs de Givet, en bordure nord de la région étudiée (Bonte et Ricour, 1948, 1951).

Par son allure directionnelle, la faille de Vireux est à l'origine de certaines structures particulières, ou replis, se traduisant par l'existence locale d'une série de petits plis extrêmement nombreux et serrés, à déversements désordonnés, souvent interrompus par des failles à faibles rejets. Les replis sont particulièrement bien exposés :

— au N de la faille de Vireux, sur la retombée septentrionale de l'anticlinal de Vireux, aux grandes carrières ouvertes entre la Diluve et la Meuse (E_1), aux carrières d'Aubrives sur la rive droite de la Meuse (E_1), dans l'escarpement de la rive gauche en face de Ham-sur-Meuse (E_3) (Asselberghs, 1939 ; Bonte et Ricour, 1949), et dans les couches givétiennes, aux carrières des Trois-Fontaines à Givet (Bonte et Ricour, 1948 a) ;

— au S de la faille, sur le flanc méridional du synclinal du Bois de Mazée, dans les couches siegeniennes au N de Montigny-sur-Meuse.

On remarquera que les replis de Vireux, d'Aubrives, de Ham-sur-Meuse et de Givet, sont disposés sur un alignement dont la direction N 55° E est pratiquement identique à celle de l'axe de culmination de Felenne (N 53° E).

A notre avis, ils témoignent d'une véritable tectonique de couverture décalquée à la fois par le soulèvement transversal de Felenne et par la

faille de Vireux qui en constitue la phase cassante terminale. Au cours de la phase tardive de distension, la faille de Vireux, en brisant les plis longitudinaux très obliquement sur leurs axes, a rompu leurs charnières et libéré leurs flancs qui ont pu glisser par le simple jeu de la pesanteur. Les glissements ont été entièrement guidés par la structure du tectogène où les axes synclinaux longitudinaux et transversaux ont joué le rôle de zones d'appel et ils ont été facilités par les décollements apparus au niveau des couches incompetentes comme les schistes ou les phyllades.

Consécutives au glissement, l'accumulation des séries compétentes dans les zones axiales des synclinaux y provoque un replissement exagéré. C'est la raison pour laquelle on observe les replis sur les flancs normaux en "fausses plateaux" des anticlinaux (Vireux, Aubrives, Ham) et dans l'axe d'un ennoyage secondaire parallèle à la zone de culmination de Felenne. Par ailleurs, les replis affectent des séries compétentes reposant elles-mêmes sur des ensembles incompetents : c'est notamment le cas des replis de Vireux et d'Aubrives dans les grès du sommet de l'Emsien inférieur reposant sur une semelle plus schisteuse (E_1 inférieur) et de ceux de Ham-sur-Meuse, dans la Grauwacke de Hierges (E_3), reposant sur les schistes rouges de Winenne (E_2).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) ASSELBERGHS E. (1924). — Le Dévonien inférieur entre Ponderôme et Gedinne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 33, 105-127.
- 2) ASSELBERGHS E. (1938). — La faille de Vireux. *Ann. Soc. belge Géol.*, 48, 210-217.
- 3) ASSELBERGHS E. (1939). — Le Dévonien inférieur de la feuille de Givet (Ardennes) au 1/80 000. *Bull. Ser. C. Géol. Fr. C.R. Coll.*, 40, 21-33.
- 4) ASSELBERGHS E. (1940). — Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 13.
- 5) ASSELBERGHS E. (1946). — L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 14.
- 6) BEUGNIES A. (1963). — Le massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 270, 59.
- 7) BEUGNIES A. (1967). — La faille de Vireux à l'Ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 75, 351-361.
- 8) BONTE A. et RICOUR J. (1948). — Feuille de Givet au 1/50 000. Structure du massif du mont d'Hairs. *Bull. C. Géol. Fr. C.R. Coll.*, 225, 57.
- 9) BONTE A. et RICOUR J. (1948 a). — La « faille de Charlemont » et ses abords. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 68, 629-644.
- 10) BONTE A. et RICOUR J. (1949). — Feuille de Givet au 1/50 000. *Bull. C. Géol. Fr. C.R. Coll.*, 226, 47.
- 11) BONTE A. et RICOUR J. (1951). — Feuille de Givet au 1/50 000. *Bull. C. Géol. Fr. C.R. Coll.*, 232, 59.
- 12) FOURMARIER P. (1924). — La faille de Vireux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 47, 229-231.
- 13) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Serv. Carte géol. France*.
- 14) PARENT J. et DUMONT P. (1964). — La géologie du site de la Centrale nucléaire de Chooz (Ardennes françaises). *Bull. Soc. belge Géol.*, 73, 519-530.

— « » —

Confirmation de l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon

par R. COQUEL (*), S. LOBOZIAK (*) et Y. LEMOIGNE (**)

(Planches I et II)

Sommaire. — L'étude palynologique de 7 échantillons de houille, provenant de niveaux interstratifiés dans des schistes et des grès à plantes du bassin de Le Plessis (Manche), a permis de confirmer la position stratigraphique de ce bassin dans le Westphalien (de la partie inférieure du Westphalien A à la base du Westphalien C).

Summary. — The palynological study of seven samples issued from the basin of Le Plessis (Manche) has given the possibility to confirm the stratigraphical position of this basin in the Westphalian (lower part of Westphalian A - bottom of Westphalian C).

Le bassin houiller de Le Plessis (Manche), situé contre le flanc Ouest du bassin de Carentan, a été exploité au cours de la seconde moitié du siècle dernier. Ce « bassin », peu étudié du point de vue géologique, semble avoir été considéré par les auteurs comme appartenant au même « système » que le bassin de Littry (Calvados), c'est-à-dire d'âge Stéphanien (***) .

Depuis la fin du XIX^e siècle, le houiller de Littry a été estimé d'âge Stéphanien en raison de sa flore à espèces stéphaniennes connues surtout grâce aux listes publiées par Vicillard (8). En 1954, Cl. Pareyn (6) ayant réétudié le houiller de Littry concluait : « Dans les couches rouges qui surmontent le houiller, la découverte en forage (1925) d'une faune à *Estheria tenella* JORDAN et *Anthracomya carbonaria* GOLDFUSS avait permis de préciser leur âge Autunien supérieur. Le travers banc foncé en 1945 dans les séries du toit de la cuvette de Fumichon a recoupé la base de ces séries rouges qui n'y ont livré aucun fossile. Mais

la continuité stratigraphique entre la série houillère et la série rouge y est évidente, avec des alternances de faciès rouges et de faciès houillers sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Pour cette raison, et dans la mesure où les espèces végétales citées sont connues autant dans le Stéphanien que dans la base de l'Autunien, il a été proposé un âge Autunien inférieur pour la série houillère de Littry ».

Récemment, l'un d'entre nous [Y. Lemoigne (4)] ayant étudié la paléoflore du bassin houiller de Le Plessis, a reconnu à celui-ci un âge Westphalien, ce qui a pour conséquence de remettre en question l'unité du houiller bas-normand dans la mesure où les bassins de Littry et de Le Plessis se révèlent être d'âges différents. En effet, Y. Lemoigne a conclu ainsi son étude :

« Malgré le petit nombre des genres et espèces dont la présence a été reconnue à Le Plessis, nous pouvons affirmer que la flore du houiller de Le Plessis est typiquement d'âge Westphalien, plus précisément d'âge Westphalien B et Westphalien C, et, probablement aussi, d'âge Westphalien D. La flore houillère de Le Plessis diffère donc notablement de celle du bassin de Littry décrite par Cl. Pareyn et estimée par lui d'âge Autunien.

Il importe certes de noter que tous les éléments de la paléoflore de Le Plessis et de Littry sont loin de nous être connus, aussi ne pouvons-nous

(*) Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, B.P. 36, 59-Lille.

(**) Laboratoire de Botanique et Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lyon, 43, boulevard du 11 Novembre 1918, 69 - Villeurbanne.

(***) Le bassin de Littry a été exploité entre 1741 et 1880. Ce n'est qu'à la fin de la période d'exploitation qu'il fit l'objet d'une étude géologique, laquelle conduisit à établir que le gisement était morcelé en cuvettes qui étaient individualisées dès leur origine.

pas délimiter exactement l'âge des flores houillères de Basse Normandie... ».

Une telle remise en question de l'âge du houiller bas-normand par l'étude des macroflores a nécessité naturellement une confirmation palynologique préliminaire du bassin de Le Plessis.

Etude palynologique.

L'étude palynologique a porté sur 7 échantillons récoltés par l'un d'entre nous (Y. Lemoigne) sur différents terrils de Le Plessis. Ces échantillons, après macération durant 15 minutes selon le mode opératoire classique (liqueur de Schulze), ont révélé des microspores relativement peu nombreuses, mais bien conservées et parfaitement déterminables (*).

37 genres, groupant 88 espèces, ont été identifiés. Ces espèces sont les suivantes :

a) Formes monolètes :

Laevigatosporites minimus (WILS. et COE) SCH., WILS. et BENT., *L. medius* KOS., *L. desmoinesensis* (WILS. et COE) SCH., WILS. et BENT., *L. vulgaris* IBB., *L. maximus* (LOOSE) POT. et KR.,

Punctatosporites minutus IBB., *P. granifer* POT. et KR.,

b) Formes trilètes :

Leiotriletes sphaerotriangulus (LOOSE) POT. et KR., *L. adnatus* (KOS.) POT. et KR., *L. adnatoïdes* POT. et KR., *L. subadnatoïdes* BHARAD.,

Calamospora hartungiana SCH., *C. pallida* (LOOSE) SCH., WILS. et BENT., *C. parva* GUENNEL, *C. liquida* KOS., *C. pedata* KOS.,

Punctatisporites punctatus IBB., *P. provectus* KOS.,

Granulatisporites granulatus IBB., *G. microgranifer* IBB., *G. parvus* (IBB.) SCH., WILS. et BENT., *G. minutus* POT. et KR., *G. tuberculatus* HOFF., STAPL. et MALL.,

Cyclogranisporites leopoldi (KR.) POT. et KR., *C. aureus* (LOOSE) POT. et KR.,

Apiculatisporis aculeatus (IBB.) POT. et KR., *A. spinosae-tosus* (LOOSE) PIÉART, *A. spinosus* (LOOSE) LOVE et NEVES, *A. castanaeformis* (DYB. et JACH.) P.M. COSS., COQ. et LOB.,

Anapiculatisporites minor BUTT. et WILL.,

(*) La macération de ces prélèvements, par la méthode de Zetzsche et Kälin (bromuration suivie d'une oxydation par l'action de 125 cc de HNO₃), n'a permis de dégager qu'un nombre relativement restreint de mégaspores appartenant essentiellement aux espèces *Triangulatisporites tertius* (ZERNDT) POT. et KR., *Bentizsporites tricollinus* (ZERNDT) POT. et KR. et *Cystosporites giganteus* (ZERNDT) DIJKSTRA.

Lophotriletes gibbosus (IBB.) POT. et KR., *L. microsaetosus* (LOOSE) POT. et KR., *L. commissuralis* (KOS.) POT. et KR., *L. mosaicus* POT. et KR.,

Acanthotriletes microspinosus (IBB.) POT. et KR.,

Verrucosisporites verrucosus IBB., *V. microtuberosus* (LOOSE) SMITH et BUTT., *V. donarii* POT. et KR., *V. difficilis* POT. et KR.,

Convrrucosisporites triquetrus (IBB.) POT. et KR., *C. armatus* (DYB. et JACH.) SMITH et BUTT.,

Convolutispora cerebra BUTT. et WILL.,

Raistrickia saetosa (LOOSE) SCH., WILS. et BENT., *R. superba* (IBB.) SCH., WILS. et BENT.,

Microreticulatisporites nobilis (WICHER) KNOX, *M. microreticulatus* KNOX, *M. punctatus* KNOX,

Dictyotriletes falsus POT. et KR.,

Lycospora parva KOS., *L. pusilla* (IBB.) SCH., WILS. et BENT., *L. brevis* BHARAD., *L. pellucida* (WICHER) SCH., WILS. et BENT.,

Stenozonotriletes reticulatus NAUMOVA, *S. facilis* var. *praecrassus* ISCH., *S. commendatus* ISCH., *S. minutus* ISCH.,

Densosporites anulatus (LOOSE) SCH., WILS. et BENT., *D. sphaerotriangularis* KOS.,

Cingulizonates loricatus (LOOSE) BUTT. et coll.,

Cristatisporites connexus POT. et KR.,

Westphalensisporites irregularis ALP.,

Callisporites nux BUTT. et WILL., *C. concavus* (MARSH. et SMITH) LOB.,

Simozonotriletes intortus (WALTZ) POT. et KR., *S. auritus* (WALTZ) POT. et KR.,

Crassispora kosankei (POT. et KR.) BHARAD.,

Reticulatisporites castanaeformis (HORST) POT. et KR.,

Cirratriradites saturni (IBB.) SCH., WILS. et BENT.,

Triquitrites tribullatus (IBB.) SCH., WILS. et BENT., *T. trigonappendix* (LOOSE) SCH., WILS. et BENT., *T. sculptilis* BALME, *T. cuspidatus* BHARAD., *T. bucculentus* GUENNEL,

Mooreisporites inusitatus (KOS.) NEVES,

Tripartites trilinguis (HORST) POT. et KR.,

Ahrensispurites guerickei (HORST) POT. et KR.,

Stellisporites trilobatus AGRALI,

Vestispora lucida (BUTT. et WILS.) POT. et KR., *V. costata* (BALME) BHARAD., *V. cancellata* (DYB. et JACH.) WILS. et VENK., *V. irregularis* (KOS.) WILS. et VENK., *V. pseudoreticulata* SPODE,

c) Grains de pollen :

Florinites pellucidus (WILS. et COE) WILS., *F. pumicosus* (IBB.) SCH., WILS. et BENT., *F. millotti* BUTT. et WILL., *F. junior* POT. et KR., *F. ovalis* BHARAD.,

Endosporites globiformis (IBB.) SCH., WILS. et BENT.,

Alatisporites pustulatus IBB.,

Chacune des 7 analyses a porté sur la détermination de 1 000 individus. Les résultats sont donnés par le tableau A.

	Echantillon n° 1	Echantillon n° 2	Echantillon n° 3	Echantillon n° 4	Echantillon n° 5	Echantillon n° 6	Echantillon n° 7
MONOLETES							
<i>Laevigatosporites</i>	82	96	96	142	169	191	182
<i>Punctatosporites</i>	16	18	5	31	41	9	27
TRILETES							
<i>Leiotriletes</i>	42	40	94	54	54	74	59
<i>Calamospora</i>	92	84	99	56	72	73	80
<i>Punctatisporites</i>	6	6	3	7	2	5	
<i>Granulatisporites</i>	56	77	20	102	57	56	68
<i>Cyclogranisporites</i>	5		8	11		4	
<i>Apiculatisporis</i>	7	8	9	13	3	8	12
<i>Anapiculatisporites</i>	1		2	1			1
<i>Lophotriletes</i>	44	64	23	81	33	60	82
<i>Acanthotriletes</i>		1		4	2	2	
<i>Verrucosisporites</i>	6	5	11	8	3	3	13
<i>Convverucosisporites</i>	3	1	5	8		2	6
<i>Convolutispora</i>		1					1
<i>Raistrickia</i>	4	12	7	2	4	9	10
<i>Microreticulatisporites</i>	9		8	8	2	4	4
<i>Dictyotriletes</i>						1	
<i>Lycospora</i>	20	27	46	31	61	26	37
<i>Stenozonotriletes</i>			79				
<i>Densosporites</i>	4	2	3	4	2		
<i>Cingulizonates</i>	1						
<i>Cristatisporites</i>	2						
<i>Westphalensisporites</i>				2			
<i>Callisporites</i>	308	323	58	217	77	161	142
<i>Simozonotriletes</i>	4	3	43		2	1	1
<i>Crassispora</i>		1	1	1	3		
<i>Reticulatisporites</i>	5	2		13	1	4	19
<i>Cirratriradites</i>	1	2		1	5		
<i>Triquitrites</i>		7	6	6	5	2	7
<i>Mooreisporites</i>		2	1				2
<i>Tripartites</i>			1				1
<i>Ahrensiporites</i>			7		4		
<i>Stellisporites</i>	2	3	2	15	7	3	7
<i>Vestispora</i>	107	51	113	32	130	52	89
POLLENITES							
<i>Florinites</i>	172	160	248	149	256	239	147
<i>Endosporites</i>		3	1	2		1	
<i>Alatisporites</i>	1						

TABEAU A. — Répartition des genres de microspores

Ce qui frappe avant tout, à la lecture de ce tableau de fréquence des genres recueillis, c'est l'abondance fortement marquée des *Callisporites* (*C. nux* en particulier). Ces derniers, en effet, atteignent de 5,8 % (éch. n° 3) à 32,3 % (éch. n° 2). Ces proportions, très nettement supérieures à celles rencontrées habituellement pour ce genre de microspores, sont peut-être dues au fait que nous n'avons étudié que des échantillons fragmentaires.

Les observations montrent une certaine homogénéité dans la composition des 7 échantillons. Les mêmes formes se rencontrent, dans les différents cas, dans des proportions qui, si elles ne sont pas tout à fait identiques, n'en sont pas moins voisines. Seul l'échantillon n° 3 présente quelques différences qui consistent en un développement plus accentué des *Stenozonotriletes* (7,9 %) et *Simozonotriletes* (4,3 %) au détriment des *Callisporites* qui montrent là leur plus faible pourcentage (5,8 %).

Les formes monolètes atteignent environ 10 à 20 %. Parmi elles, les *Laevigatosporites* sont les plus représentées (8,2 à 19,1 %), alors que les *Punctatosporites* montrent une présence beaucoup moins soutenue (0,05 à 4,1 %). A l'exclusion de ces deux genres, aucune autre forme monolète n'a été vue.

La population sporologique des échantillons est constituée en majorité par des spores trilètes. Beaucoup de genres à marque triradiaire ont été relevés dans des proportions intéressantes. Citons avant tout les *Callisporites*, puis les *Vestispora* (3,2 à 13 %), *Granulatisporites* (5,6 à 10,2 %), *Calamospora* (5,6 à 9,9 %), *Leiotriletes* (4 à 9,4 %) et *Lophotriletes* (2,3 à 8,1 %).

Par contre, les *Lycospora*, notées régulièrement, sont peu abondantes (2 à 6,1 %) et les *Densosporites* pratiquement absentes (moins de 1 %).

Parmi les formes trilètes, il nous faut encore signaler (en plus des *Stenozonotriletes* et *Simozonotriletes* déjà citées) la présence peu nombreuse mais constante des *Apiculatisporis*, *Verrucosiosporites*, *Convolutisporites*, *Raistrickia*, *Microreticulatisporites*, *Reticulatisporites* (une seule espèce : *R. castaneaeformis*) et *Stellisporites* (*S. trilobatus*), ces spores constituant l'habituel cortège des spores accessoires.

Ont encore été notées, de façon sporadique, quelques espèces appartenant aux genres *Anapiculatisporites* (*A. minor*), *Convolutispora* (*C. cerebra*), *Cingulizonates* (*C. loricatus*), *Cristatisporites* (*C. connexus*), *Mooreisporites* (*M. inusitatus*) et *Tripartites* (*T. trilinguis*).

Les grains de pollen sont surtout représentés par le genre *Florinites* (14,8 à 25,6 %).

L'association palynologique reconnue peut se traduire par :

— l'abondance des *Laevigatosporites*, *Calamospora*, *Callisporites*, *Vestispora*, *Florinites*, ainsi que des formes trilètes à contour triangulaire et à exine lisse à apiculée (*) ;

— la fréquence moins forte mais régulière des *Punctatosporites* et *Lycospora* ;

— la présence effective, mais en petite quantité, des *Simozonotriletes*, *Reticulatisporites* et *Stellisporites* ;

— la rareté des *Densosporites* et l'absence presque totale des *Cingulizonates*, *Cristatisporites* et *Tripartites*.

Une telle association implique un âge Westphalien et plus particulièrement Westphalien inférieur et moyen, étant donnée l'absence des formes monolètes verruqueuses (*Thymospora*) et à crassitude (*Torispora*), des *Vestispora* fovéolées et *Callisporites cingulatus* (ALPERN) LAVEINE.

Mais, afin de situer de façon encore un peu plus précise la position stratigraphique de ces échantillons, nous avons porté sur la figure 1, l'extension verticale, dans les Bassins du Nord de la France, Haute-Silésie (Pologne), Grande-Bretagne et Amasra (Turquie) (**), des microspores les plus caractéristiques (***) .

Les *Laevigatosporites* (8,2 à 19,1 % à Le Plessis) sont notées sporadiquement dans le Namurien (Bassins de Haute-Silésie et de Grande-Bretagne). Elles deviennent abondantes dès le Westphalien A et ceci durant tout le Carbonifère.

Les *Punctatosporites* (présence peu soutenue à Le Plessis : 0,05 à 4,1 %) apparaissent dans la partie inférieure du Westphalien (sauf dans le Bassin de Haute-Silésie où on les note très épisodiquement dès le Namurien inférieur). La base de leur épibole (zone d'abondance) se situe à des

(*) A ces genres il nous faut encore citer les *Stenozonotriletes* pour le cas particulier de l'échantillon n° 3.

(**) Nous connaissons l'échelle palynologique complète de ces 4 bassins. C'est la raison pour laquelle nous les avons choisis.

(***) L'abondance enregistrée par certains genres, tels que *Leiotriletes*, *Granulatisporites* et *Lophotriletes*, semble particulière à nos échantillons et ne peut apporter de faits probants pour la datation de ces derniers.

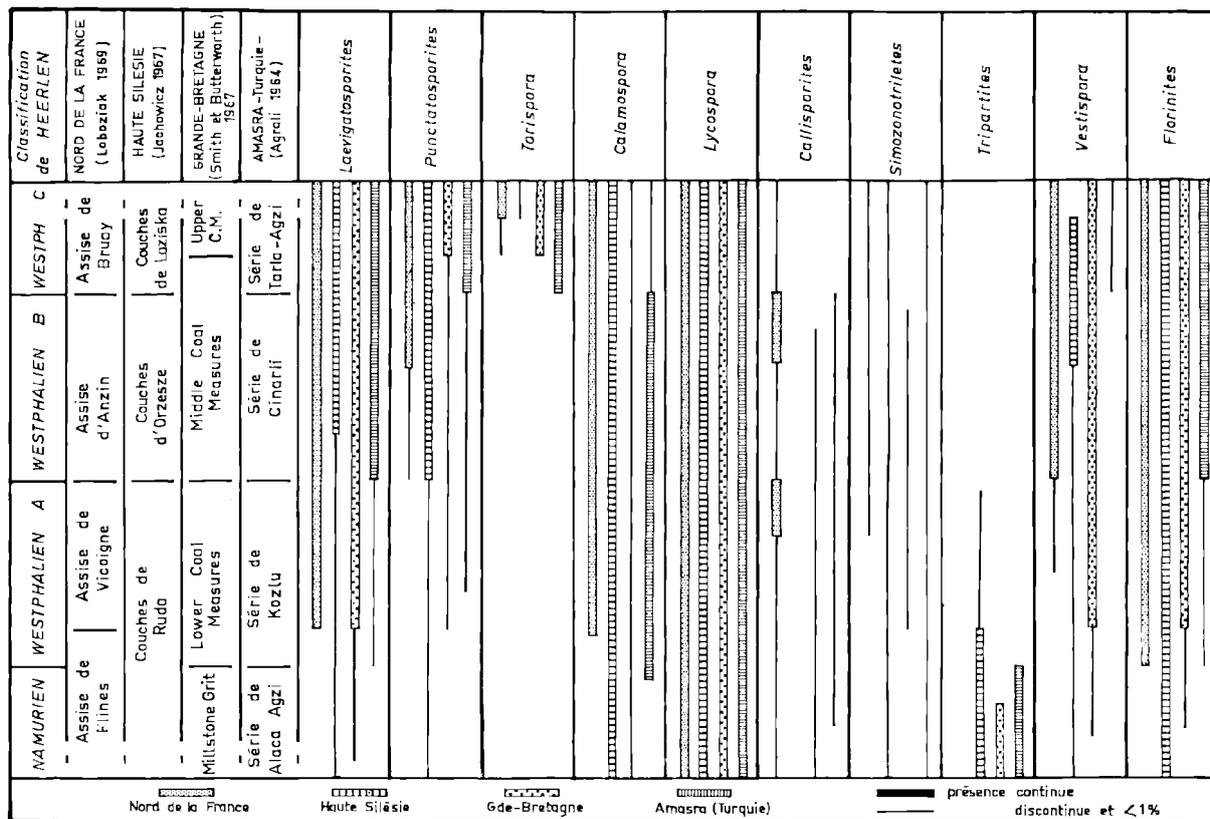


FIG. 1. — Extension de quelques genres de microspores dans différents bassins

niveaux stratigraphiques un peu différents selon les bassins considérés (*) ; base du Westphalien pour la Haute-Silésie, partie moyenne du Westphalien B pour le Nord de la France, partie inférieure du Westphalien C pour la Grande-Bretagne et Amasra.

Les *Callisporites* (très nombreuses à Le Plessis), et en particulier *C. nux* et *C. concavus*, sont habituellement peu fréquentes et notées de manière discontinue. Signalons toutefois 2 légères zones de présence constante dans les parties supérieures des assises de Vicoigne et d'Anzin du Nord de la France.

Les *Simozonotriletes* (peu nombreuses à Le Plessis sauf dans l'échantillon n° 3) sont peu abondantes. Leur zone de présence la plus favorable

se manifeste dans la partie inférieure du Westphalien.

Les *Tripartites* (2 exemplaires à Le Plessis), sont typiques du Namurien. Représentées à cet étage par de nombreuses espèces, elles peuvent persister dans le Westphalien inférieur sous forme de relique (couches de Ruda en Haute-Silésie).

Les *Vestispora* (3,2 à 13 % à Le Plessis), à l'instar des *Punctatosporites*, apparaissent à des niveaux variables selon les bassins. Cependant, l'espèce de ce genre la plus commune dans nos échantillons (*V. pseudoreticulata*) se rencontre régulièrement dans la partie inférieure du Westphalien.

Les *Florinites* (14,7 à 25,6 % à Le Plessis) notées en Haute-Silésie et en Grande-Bretagne dans le Namurien, deviennent surtout abondantes à partir de la base du Westphalien.

(*) Il n'est pas impossible que l'assimilation des assises locales de certains bassins à l'échelle internationale ne soit à revoir.

Bien que l'apparition et le développement de certaines formes ne soient pas synchrones dans les bassins considérés, ces quelques données nous permettent d'apporter néanmoins quelques précisions quant à la délimitation de la zone d'appartenance de la microflore reconnue dans les échantillons de Le Plessis. Cette zone s'étend de la partie inférieure du Westphalien A (abondance des *Laevigatosporites* et *Florinites*, présence relativement marquée des *Punctatosporites* ainsi que faible représentation des *Tripartites*) à l'extrême base du Westphalien C (absence des *Torispora*, *Vestispora* foveolées et *Callisporites cingulatus*).

REMARQUE : Le spectre palynologique de Le Plessis s'avère très différent de celui de Littry (2), en particulier par l'absence des *Thymospora*, *Torispora*, *Spinospores* (les formes monolètes prédominent très nettement à Littry), *Polymorphisporites*, etc...

Conclusion.

Cette étude palynologique de 7 échantillons prélevés sur 2 terrils différents a été réalisée dans le seul but limité et immédiat de confirmer ou

d'infirmier l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis, et, de ce fait, de confirmer ou d'infirmier la distinction entre le houiller de Littry et le houiller de Le Plessis mise en évidence par l'étude de macroflores.

Les résultats de cette étude palynologique préliminaire confirment l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis. Ils permettent même de préciser, beaucoup plus que ne le permettait la macroflore (le nombre très restreint des empreintes est à rappeler), que l'âge du houiller de Le Plessis se situerait entre la partie inférieure du Westphalien A et l'extrême base du Westphalien C.

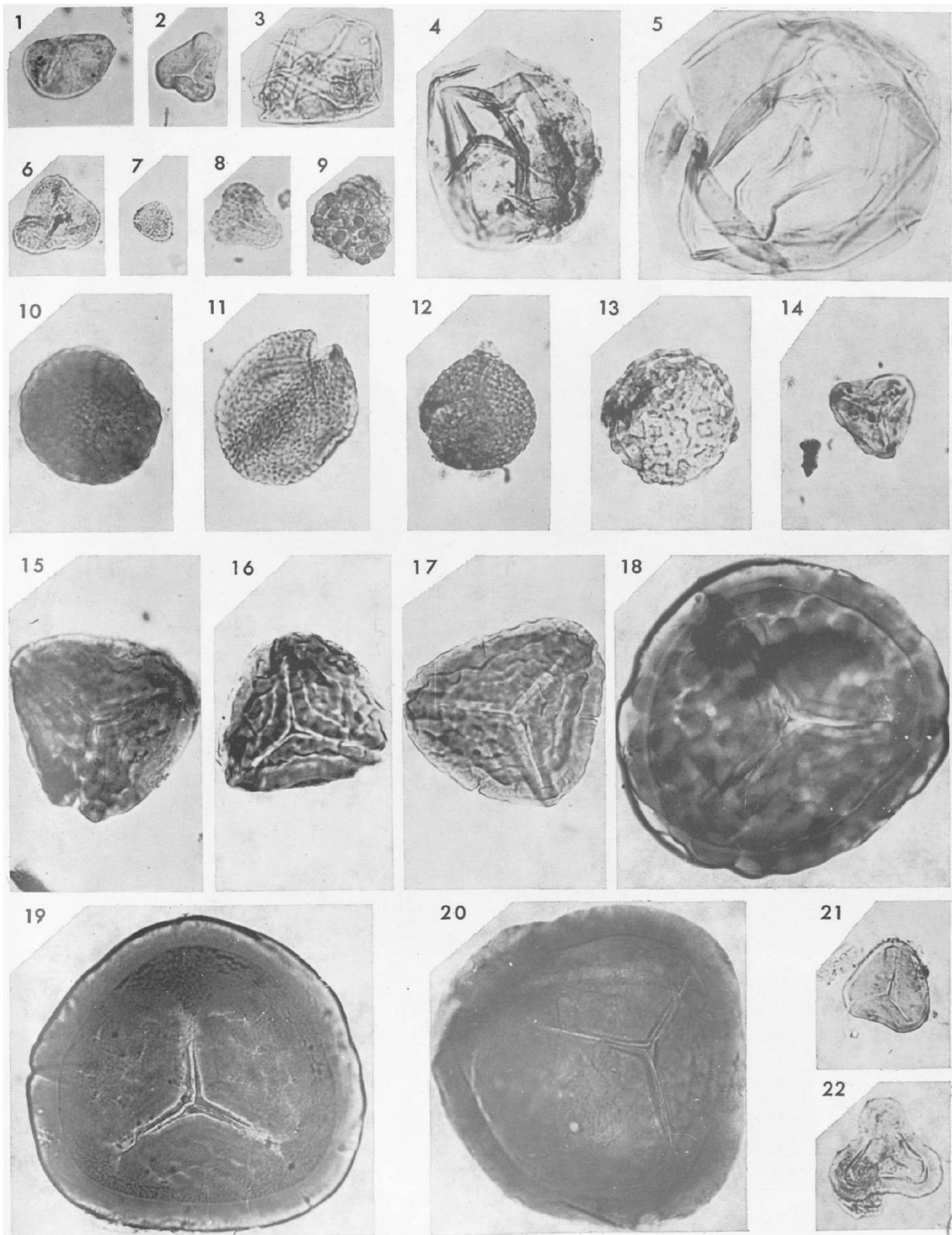
Il est évident que l'étude du houiller bas-normand, et même du houiller de tout l'Ouest de la France, est maintenant à reprendre en détail, tant du point de vue macroflore que du point de vue palynologique : c'est la tâche que nous nous sommes donnée (*).

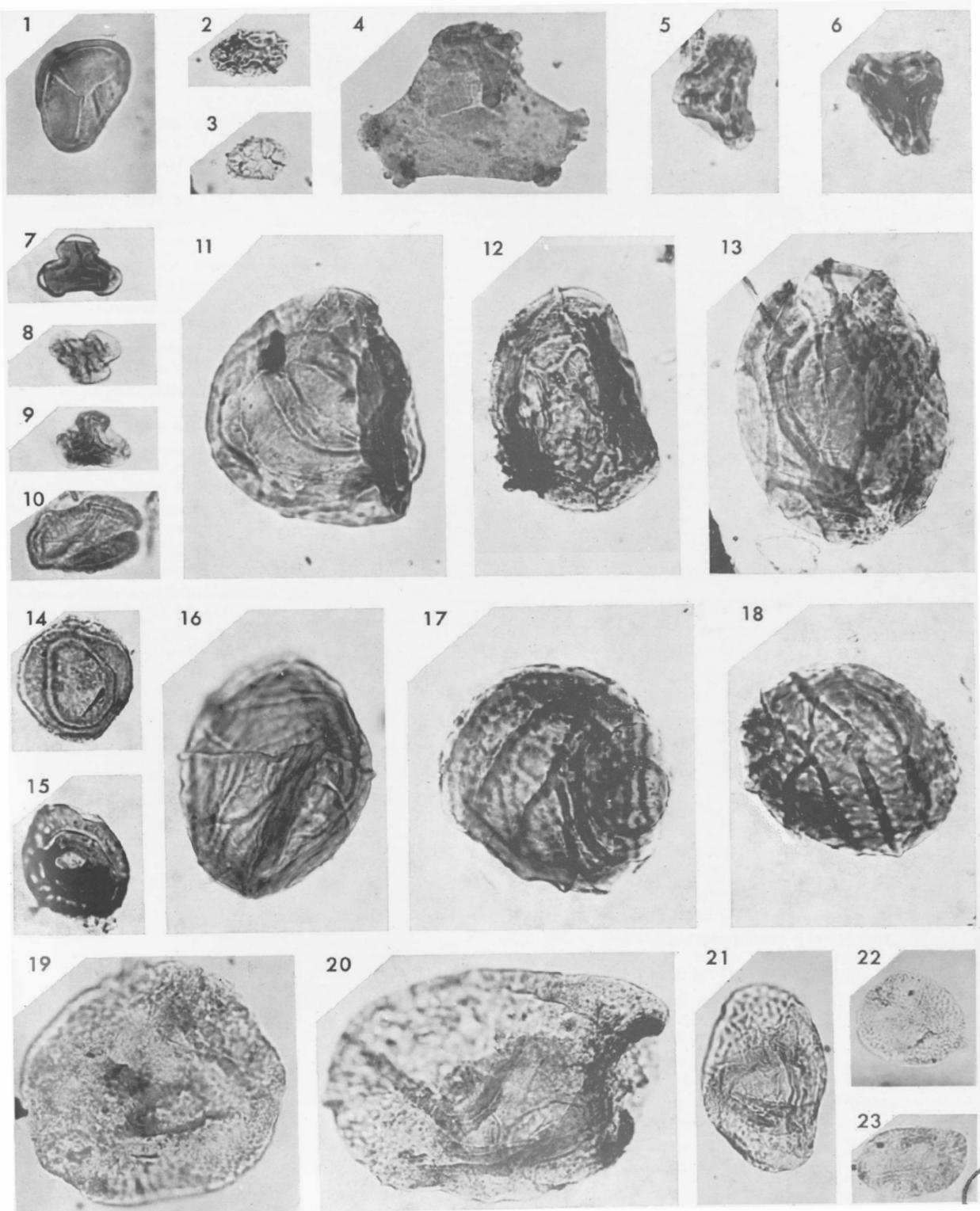
(*) Cette tâche, qui est menée en collaboration avec d'autres Paléobotanistes, serait très facilitée dans la mesure où l'étude des terrils et des Collections pourrait être très utilement complétée par l'exécution de nombreux sondages.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) AGRALI B. (1964). — Etude des microspores du Bassin d'Amasra (secteur Nord). Application. Thèse d'Université, Lille.
- 2) COQUEL R., LOBOZIAK S. et PAREYN Cl. (1969). — Confirmation palynologique de l'âge Stéphanien supérieur de la couche de houille du bassin de Littry. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 309-315.
- 3) JACHOWICZ A. (1967). — Palynological investigations of the Upper Carboniferous in the Polish part of the Upper Silesia Coal Basin. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, t. XXXVII, fasc. 1, p. 41-64.
- 4) LEMOIGNE Y. (1969). — La Paléoflore du houiller de Le Plessis (Manche). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^{me} série, t. X, p. 696-701, 1 pl.
- 5) LOBOZIAK S. (1969). — Les micro-et mégaspores de la partie occidentale du Bassin Houiller du Nord de la France. Applications stratigraphiques dans l'étude de plusieurs sondages. Thèse d'Etat, Lille.
- 6) PAREYN Cl. (1954). — Le bassin houiller de Littry (Calvados). *Public. du B.R.G.M.*, n° 14.
- 7) SMITH A.H.V. et BUTTERWORTH M.A. (1967). — Microspores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Sp. Pap. in Palaeontology*, n° 1, p. 1-324.
- 8) VIEILLARD E.F. (1873). — Le terrain houiller de Basse Normandie, ses ressources, son avenir. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 2^{me} série, t. VII, p. 231-389, 5 pl. (cartes et coupes).

* * *





EXPLICATION DES PLANCHES (*)

PLANCHE I

- FIG. 1. — *Laevigatosporites minimus* (WILS. et COE) SCH., WILS. et BENT.
Ech. 4, lame n° L.P. d 41.
- FIG. 2. — *Leiotriletes subadnatoides* BHARAD.
Ech. 2, lame n° L.P. b 21.
- FIG. 3. — *Calamospora pallida* (LOOSE) SCH., WILS. et BENT.
Ech. 5, lame n° L.P. e 53.
- FIG. 4. — *Calamospora liquida* Kos.
Ech. 5, sp. isolée n° L.P. 503.
- FIG. 5. — *Calamospora liquida* Kos.
Ech. 5, sp. isolée n° L.P. 504.
- FIG. 6. — *Granulatisporites granulatus* IBR.
Ech. 2, lame n° L.P. b 23.
- FIG. 7. — *Anapiculatisporites minor* BUTT. et WILL.
Ech. 5, lame n° L.P. e 53.
- FIG. 8. — *Lophotriletes commissuralis* (KOS.) POT. et KR.
Ech. 7, lame n° L.P. g 71.
- FIG. 9. — *Converrucosisporites armatus* (DYB. et JACH.) SMITH et BUTT.
Ech. 4, lame n° L.P. g 71.
- FIG. 10. — *Convolutispora cerebra* BUTT. et WILL.
Ech. 7, sp. isolée n° L.P. 711.
- FIG. 11. — *Microreticulatisporites punctatus* KNOX.
Ech. 7, sp. isolée n° L.P. 714.
- FIG. 12. — *Microreticulatisporites punctatus* KNOX.
Ech. 1, lame n° L.P. a 11.
- FIG. 13. — *Dictyotriletes falsus* POT. et KR.
Ech. 6, sp. isolée n° L.P. 602.
- FIG. 14. — *Callisporites concavus* (MARSH. et SMITH) LOB.
Ech. 5, lame n° L.P. e 52.
- FIG. 15. — *Callisporites nux* BUTT. et WILL.
Ech. 2, lame n° L.P. b 22.
- FIG. 16. — *Callisporites nux* BUTT. et WILL.
Ech. 2, lame n° L.P. b 23.
- FIG. 17. — *Callisporites nux* BUTT. et WILL.
Ech. 4, lame n° L.P. d 41.
- FIG. 18. — *Stenozonotriletes reticulatus* NAUMOVA.
Ech. 3, sp. isolée n° L.P. 300.
- FIG. 19. — *Stenozonotriletes facilis* var. *prae-crassus* ISCH.
Ech. 3, sp. isolée n° L.P. 303.
- FIG. 20. — *Stenozonotriletes facilis* var. *prae-crassus* ISCH.
Ech. 7, sp. isolée n° L.P. 717.
- FIG. 21. — *Stenozonotriletes minutus* ISCH.
Ech. 5, lame n° L.P. 57.
- FIG. 22. — *Simozonotriletes* cf. *intortus*.
Ech. 6, sp. isolée n° L.P. 601.

PLANCHE II

- FIG. 1. — *Simozonotriletes* sp.
Ech. 3, lame n° L.P. c 31.
- FIG. 2. — *Reticulatisporites castaneaeformis* (HORST) POT. et KR.
Ech. 5, lame n° L.P. e 57.
- FIG. 3. — *Reticulatisporites castaneaeformis* (HORST) POT. et KR.
Ech. 6, lame n° L.P. f 65.
- FIG. 4. — *Mooreisporites inusitatus* (KOS.) NEVES.
Ech. 2, lame n° L.P. b 22.
- FIG. 5. — *Ahrensispurites guerickei* (HORST) POT. et KR.
Ech. 3, lame n° L.P. c 31.
- FIG. 6. — *Ahrensispurites guerickei* (HORST) POT. et KR.
Ech. 3, lame n° L.P. c 31.
- FIG. 7. — *Stellisporites trilobatus* AGRALI.
Ech. 3, lame n° L.P. c 31.
- FIG. 8. — *Stellisporites trilobatus* AGRALI.
Ech. 5, lame n° L.P. e 53.
- FIG. 9. — *Stellisporites trilobatus* AGRALI.
Ech. 5, lame n° L.P. e 53.
- FIG. 10. — *Tripartites trilinguis* HORST.
Ech. 3, lame n° L.P. c 33.
- FIG. 11. — *Vestispora lucida* (BUTT. et WILL.) POT. et KR.
Ech. 6, lame n° L.P. f 64.
- FIG. 12. — *Vestispora irregularis* (KOS.) WILS. et Kos.
Ech. 5, lame n° L.P. e 57.
- FIG. 13. — *Vestispora costata* (BALME) BHARAD.
Ech. 5, lame n° L.P. e 57.
- FIG. 14. — *Vestispora costata* (BALME) BHARAD.
Ech. 5, lame n° L.P. e 57.
- FIG. 15. — *Vestispora costata* (BALME) BHARAD.
Ech. 5, lame n° L.P. e 53.
- FIG. 16. — *Vestispora* cf. *cancellata*.
Ech. 1, lame n° L.P. a 13.
- FIG. 17. — *Vestispora pseudoreticulata* SPODE.
Ech. 5, sp. isolée n° L.P. 501.
- FIG. 18. — *Vestispora pseudoreticulata* SPODE.
Ech. 3, lame n° L.P. c 31.
- FIG. 19. — *Florinites pumicosus* (IBR.) SCH., WILS. et BENT.
Ech. 2, lame n° L.P. b 21.
- FIG. 20. — *Florinites pumicosus* (IBR.) SCH., WILS. et BENT.
Ech. 2, lame n° L.P. b 23.
- FIG. 21. — *Florinites ovalis* BHARAD.
Ech. 3, sp. isolée n° L.P. 304.
- FIG. 22. — *Florinites millotti* BUTT. et WILL.
Ech. 6, sp. isolée n° L.P. 605.
- FIG. 23. — *Florinites millotti* BUTT. et WILL.
Ech. 2, lame n° L.P. b 21.

(*) Les clichés ont été effectués par J. Carpentier au Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lille. Tous les spécimens figurés sont au grossissement 500.

Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la TL à la géologie

par J.M. CHARLET (*)

Sommaire. — Un appareil de micro TL, caractérisé par sa haute sensibilité, a été mis au point afin d'étudier les propriétés de TL sur des plages minérales de quelques 0,1 mm. La chauffe est rapide (300° C/mn) et le tube PM choisi pour son faible courant d'obscurité. Un microscope muni d'un phototube permet de sélectionner la plage à étudier. Après avoir précisé les conditions expérimentales (erreur quadratique moyenne) quelques roches granitiques, gréseuses et carbonatées ont été étudiées à l'aide de cette nouvelle méthode. Dans un même échantillon de grès, elle donne immédiatement une idée de la nature mono ou polygénique de l'apport. En outre, elle permet de distinguer très rapidement dans un même granite la TL du quartz et des feldspaths et de discriminer les échantillons directement utilisables pour une datation par TL. Grâce aux progrès réalisés dans le domaine de la technique (laser), on peut également espérer pouvoir étudier la répartition des propriétés de TL dans des minéraux zonés.

Summary. — A high sensitivity micro TL apparatus has been developed to study the TL properties on very small surface (1-0,1 mm) of rocks or minerals plates. The heating is fast (300° C per minute) and the photomultiplier tube chosen for his low dark current. A microscope with a phototube allows the area of interest to be selected. The experimental variables have been specified (statistical error) and some rocks (granitic rocks, sanstones, limestones) have been studied with this new apparatus. It allows to know in one sample of sandstone the origin of the different detrital quartz. Furthermore the micro TL is a very fast method to distinguish in a granitic rock the TL reponse of quartz and feldspath and to choose a sample for age determination. Owing to the technical progress (infrared laser) it will be possible to study by this method the micro TL properties of zoned minerals.

D'introduction relativement récente dans le domaine des Sciences de la Terre (10), l'utilisation du phénomène de thermoluminescence en géologie n'a cessé de se développer au cours des dernières années (**). Les études en TL sont toutefois restées confinées à l'examen de roches totales broyées et tamisées ou de monominéraux susceptibles, par leur quantité, d'être traités avec un appareillage classique de "macrothermoluminescence". Cependant, et par la nature même du phénomène lié à l'existence de défauts dans le réseau, il est intéressant de pouvoir étudier systématiquement les propriétés de TL en divers points d'un même monominéral ou les variations de propriétés de TL

d'une ou plusieurs espèces minérales engagées dans une roche. C'est la raison pour laquelle nous avons mis au point un appareil de *microthermoluminescence* permettant de travailler sur des plages minérales de l'ordre de 1 à 0,5 mm.

APPAREILLAGE.

Comme tout photomètre de thermoluminescence (5, 13), l'appareil de "micro TL" est constitué :

— d'une plaque chauffante qui élève la température de l'échantillon de 20 à 400-500° C ;

— d'un tube photomultiplicateur qui enregistre le flux lumineux émis par l'échantillon.

Toutefois en micro TL, l'essai étant effectué sur une très faible quantité de matière, il est indispensable d'augmenter la sensibilité en adoptant des vitesses de chauffe élevées.

(*) Laboratoire de Minéralogie, Faculté Polytechnique de Mons (Belgique).

(**) Voir notamment « Thermoluminescence of geological materials ». Edited by D.J. Mc Dougall, *Academic Press*, London - New-York, 1968.

L'appareil de "micro TL" mis au point en nos laboratoires (*) comprend donc :

— une plaque chauffante (A) montée sur la platine d'un microscope (B) (fig. 1), équipé d'un phototube avec observation binoculaire oblique et prisme coulissant ;

— un illuminateur utilisé lors de la mise au point ;

— un tube PM (C) spécialement sélectionné pour son faible bruit de fond (sensibilité de la photocathode : $94 \mu A/L$; courant d'obscurité à 1450 V : $0,04 \eta A$). Le tube PM et son diviseur de tension (D) placés dans un boîtier hermétique (E)

peuvent coulisser le long d'une potence (F) pour s'adapter au phototube (G) du microscope par l'intermédiaire d'une bague de raccord et d'un obturateur (H) ouvert au moment de la mesure.

Une coiffe (I) met l'ensemble du photomètre à l'abri de toute lumière parasite. L'élément chauffant, monté dans une gaine d'amiante dure et couvert d'une plaque de nickel, est alimenté à partir du réseau stabilisé et par l'intermédiaire d'un transformateur abaisseur de tension (J) susceptible de faire varier la vitesse de chauffe. Dans tous nos essais, nous avons utilisé une vitesse de chauffe de $5^\circ C/s$, la linéarité de chauffe étant assurée entre 50 et $400^\circ C$. Le tube PM est alimenté par une haute tension transistorisée (K) qui, associée à un distributeur (L) à 4 voies, permet de travailler simultanément en macro et en microthermoluminescence.

L'appareillage, simple dans sa conception, présente cependant quelques inconvénients. Par suite du chauffage intégral de l'échantillon, celui-ci est inutilisable pour un essai ultérieur. On pourrait pallier ce défaut en substituant à la plaque chauffante, un faisceau laser infrarouge permettant de chauffer rapidement et exclusivement une surface de l'ordre de quelques dixièmes de mm. Dans l'état actuel de la technique, les lasers de puissance moyenne restent assez coûteux et leur utilisation entraîne une chauffe tellement rapide de l'échantillon qu'elle nécessite l'emploi d'enregistreur électronique complété par l'analyseur à multicanaux permettant le stockage des données.

Préparation de l'échantillon.

L'échantillon soumis aux essais peut être à l'état de plaque ou de poudre. Les plaques de 1,5 mm environ d'épaisseur sont obtenues après collage sur lame porte-objet, meulage à la machine automatique, décollage à l'acétone et, dans le cas de roches calcaires, attaque superficielle des carbonates par traitement à l'HCl 1,5 % (1). Les poudres (0,01 à 0,001 g), préalablement tamisées, sont placées dans un microcreuset ménagé dans une plaque de nickel couvrant l'élément chauffant.

Erreur expérimentale.

L'erreur expérimentale, calculée sur un échantillon homogène à l'échelle microscopique, a été déterminée à la fois sur une orthose en poudre (éch. 9 A) purifiée au séparateur magnétique et

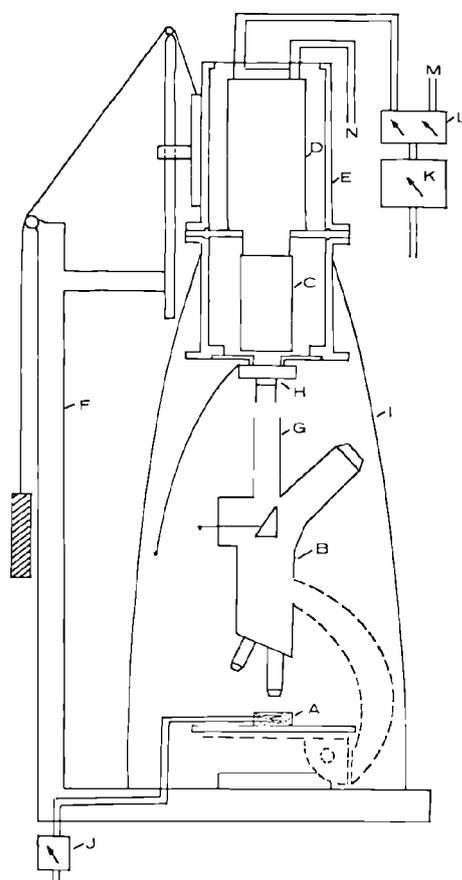


FIG. 1. — Le photomètre de microthermoluminescence.
M : vers la macro TL ; N : vers l'enregistreur.

(*) Je remercie les techniciens du Service de Minéralogie O. Baleine et M. Clemer pour l'aide qu'ils m'ont apportée dans cette construction.

sur un calcaire à grain fin (marbre noir de Dinant) en plaquettes. Le tableau I (lignes A et B) montre que les erreurs qui entachent les résultats obtenus tant sur plaques que sur poudres sont du même ordre de grandeur pour autant que l'épaisseur des plaques soit soigneusement contrôlée. En effet, à la face supérieure des plaques, la vitesse de chauffe (de 3° C/s pour des plaques de 1,5 mm) dépend du gradient thermique. Les résultats montrent cependant qu'une variation d'épaisseur de 5 % reste admissible puisqu'elle n'introduit aucune erreur expérimentale décelable. L'erreur quadratique moyenne de 10 % sur l'intensité de TL est de 1,5 % sur le rapport de hauteur des pics R (pour une seule mesure et un intervalle de confiance de 90 %). L'erreur sur la température d'émission assez importante (6 à 7 %) résulte des difficultés

thermométriques dues principalement à l'adoption d'une vitesse de chauffe élevée.

La mise en évidence d'écart supérieurs à l'erreur admissible sur poudre souligne l'existence d'hétérogénéités. Deux séries d'expériences effectuées sur le marbre noir de Dinant (tableau I, lignes B et C) montrent que la dispersion sur l'intensité des pics augmente avec le grossissement choisi ; en effet, plus petite est la surface soumise aux essais et plus grande sera la probabilité d'existence d'hétérogénéités.

Les roches granitiques.

L'étude des minéraux des granites en *macro TL* exige généralement un broyage de l'échantillon et une longue préparation nécessitant la séparation d'une quantité suffisante de matière dont la pureté

	H ₁	H ₂	R	Δ T	
A	7	7,5	48,1	63,5	Moy.
	0,375	0,433	0,325	3,7	e.m.
	5,35	5,8	0,67	5,8	e.m. — en % Moy.
B	11,3	10,2	52,5	50	Moy.
	0,74	0,71	0,66	2,7	e.m.
	6,6	7	1,37	5,4	e.m. — en % Moy.
C	11,9	9,9	54,8	55	Moy.
	0,97	1	1,32	3,1	e.m.
	8,2	10,1	2,4	5,6	e.m. — en % Moy.

TABLEAU I

A : Orthose du granite des environs de Clermont (Massif Central) purifiée au séparateur magnétique. Essais sur poudre : granulométrie, 210-297 μ HT 1200 V, objectif × 10.

B : Marbre noir de Dinant (Vallée de la Meuse). Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,45 mm, écart e.m. 0,071 HT 1150 V, objectif × 2,5.

C : Marbre noir de Dinant (Vallée de la Meuse). Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,48 mm, écart e.m. 0,075 HT 1350 V, objectif × 16.

H₁ et H₂ : hauteur du 1^{er} et du 2^{me} pic.

$R = 100 \times \frac{H_1}{H_1 + H_2}$, Δ T : écart de température entre [les pics.

Moy. : moyenne de 12 mesures, e.m. : écart à la moyenne.

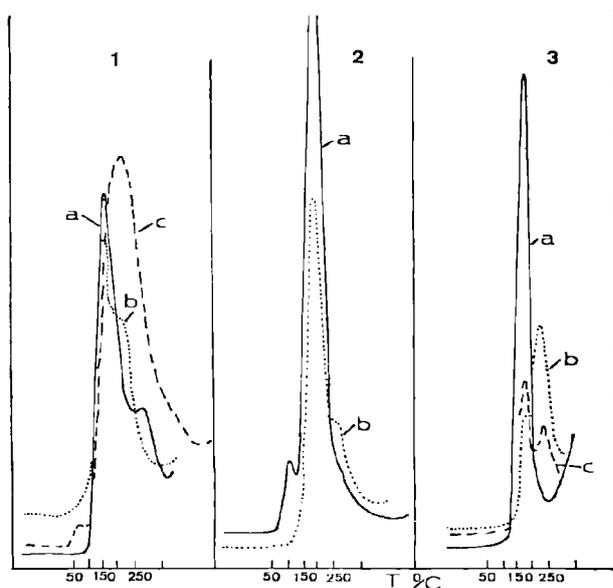


Fig. 2. — Courbes de microthermoluminescence.

1 : granite de Mayet. éch. Ma 7 bis, Massif Central, HT 1400 V, objectif × 16.

a : quartz, b : feldspath potassique, c : plagioclase.

2 : microgranite potassique de Mairupt, Massif de Rocroi, Ardenne.

HT 1450 V, objectif × 16.

a : microcline, b : quartz.

3 : arkose de Tubize, éch. 1 B, Cambrien du Brabant HT 1500 V, objectif × 16.

a : plagioclase, b : quartz Q₁^λ (notation Charlet 1966), c : quartz Q₁₁₁^λ

doit être soigneusement contrôlée par examen au binoculaire. La *micro-thermoluminescence* sur plaques des mêmes minéraux, beaucoup plus rapide, permet de tirer d'intéressantes conclusions sur leur contribution respective dans l'émission globale de TL.

Dans le *granite de Mayet-la-Montagne* (éch. Ma 7 bis), le quartz et les feldspaths ont des intensités de thermoluminescence approximativement égales (tableau II) même si les courbes respectives sont différentes (tableau II, fig. 2) avec des pics échelonnés entre 165 et 275° C. On comprend que dans un tel granite, la TL globale soit largement étalée (7) avec les lois de déclin et de dérive thermiques difficiles à dégager, une préchauffe quelconque entraînant l'interférence des pics du quartz à faible dérive et de ceux des feldspaths à dérive importante.

Par contre, dans le *granite de Ploumanach* (faciès porphyroïde) où les feldspaths potassiques ont une intensité de thermoluminescence trois fois plus élevée que celle du quartz et des plagioclases, les paramètres spécifiques sont plus contrastés

H ₁	H ₂	R	T ₁	T ₂	Δ T	
6,5	10,3	76,4	200	282	82	Quartz
9,5	2	47,9	180	262	82	
4,1	1,7	70,6	192	290	98	
8,2	3,4	70,6	175	266	91	
—	—	65,2	180	274	94	
7	—	—	185	274	89	Moy.
6,3	4,4	48,8	150	218	68	Orthose
11,1	9	54,7	175	236	61	
4,9	3,6	57,6	167	224	57	
7,3	5,6	56,5	167	224	57	
—	—	58,3	142	200	58	
7,4	—	—	164	224	60	Moy.
9	—	—	218	—	—	Oligoclase Andésine
5,2	—	—	218	—	—	
7,6	—	—	236	—	—	
—	—	—	212	—	—	
—	—	—	220	—	—	
7,8	—	—	221	—	—	Moy.

TABLEAU II

Granite de Mayet (éch. Ma 7 bis, Massif Central).
HT 1400 V, objectif × 16.
Essais sur plaques.

(tableau III). En conséquence, la courbe globale de TL, caractérisée par un pic intense à 200° C, est principalement due aux feldspaths.

Dans le *microgranite de Mairupt* (tableau IV), la TL des feldspaths, encore plus accusée, se caractérise par une courbe à un seul pic à 200° C (fig. 2), particulièrement intense chez l'albite. Par contre, la TL du quartz, beaucoup plus faible, présente une courbe à deux pics, dont le plus élevé se situe vers 200° C. Par conséquent, la courbe de TL globale du microgranite de Mairupt, caractérisée par un pic aigu et intense à 200° C, est principalement due aux feldspaths, d'où une dérive et un déclin thermiques faciles à dégager (7).

Les exemples précédents montrent que la contribution des divers minéraux dans la courbe de TL du granite est extrêmement variable. Généralement la TL globale essentiellement tributaire des feldspaths (7, 14, 15), présente un seul pic dont la température dépend de la dérive thermique naturelle. Cependant dans certains cas, l'intervention du quartz dans l'intensité globale de TL apparaît non négligeable, ce qui entraîne l'existence d'une courbe largement étalée, dont les propriétés de déclin thermique sont difficiles à mettre en évi-

H ₁	H ₂	R	T ₁	T ₂	Δ T	
3	—	—	228	—	—	Quartz
4,5	—	—	228	—	—	
4,2	—	—	200	—	—	
10	—	—	250	—	—	
6,5	—	—	221	—	—	
5,6	—	—	—	—	—	Moy.
5	3,1	61,7	200	260	60	Oligoclase
5,6	4,3	56,5	207	275	68	
6	3,7	61,8	207	260	53	
4,5	3,7	54,8	214	280	66	
5,3	3,7	—	—	—	—	Moy.
16	6,8	70,3	192	—	—	Orthose
15,7	6,8	70	183	—	—	
19	9,7	66,1	192	—	—	
10,5	5,7	64,8	183	—	—	
15,3	—	—	—	—	—	
						Moy.

TABLEAU III

Granite de Ploumanach (Bretagne).

HT 1400 V, objectif × 16.
Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1.62 mm,
écart e.m. : 0,087.

H ₀	H ₁	H ₂	R	T ₀	T ₁	T ₂	
4	31	—	—	100	192	—	Albite
4,8	31	—	—	117	212	—	
—	31	—	—	—	—	—	
—	31	—	—	—	—	—	Moy.
1,2	14	—	—	108	206	—	Microcline
1,4	11	—	—	100	184	—	
1,6	13	—	—	100	184	—	
1,8	16	—	—	100	192	—	
1	10	—	—	100	192	—	
—	12,8	—	—	—	—	—	Moy.
—	6	3	66,6	—	212	266	Quartz
—	8	2,5	76,1	—	210	266	
—	7	3,2	68,6	—	212	266	
—	7,5	—	—	—	212	266	
—	8,6	4,2	67,1	—	184	266	pâte
—	7,4	—	—	—	—	—	Moy.

TABLEAU IV

Microgranite potassique de Mairupt (Massif de Rocroi, Ardennes).

HT 1450 V, objectif $\times 16$.

Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,74 mm, écart e.m. : 0,071.

dence. De telles constatations prennent toute leur importance lorsqu'il s'agit d'appliquer une correction de déclin thermique (6, 7) à la thermoluminescence d'un granite en vue d'établir son âge absolu par TL.

Les roches sédimentaires détritiques.

La *macro TL* des roches gréseuses, utilisée dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques (4, 7), est liée à la thermoluminescence du quartz et des feldspaths détritiques. La discrimination des émissions spécifiques exige la prédétermination des pourcentages en quartz et en feldspaths et de l'indice de coloration sur une dizaine d'échantillons appartenant à la même série détritique (7, 9). Dans le cas d'un grès pur, le caractère monogénique ou polygénique du matériel quartzueux ne peut être mis en évidence que par la comparaison systématique des courbes de thermoluminescence artificielle et naturelle (8).

L'étude sur plaque, grain par grain, des propriétés de TL permet de discriminer aisément l'émission des quartz et des feldspaths, et de dégager

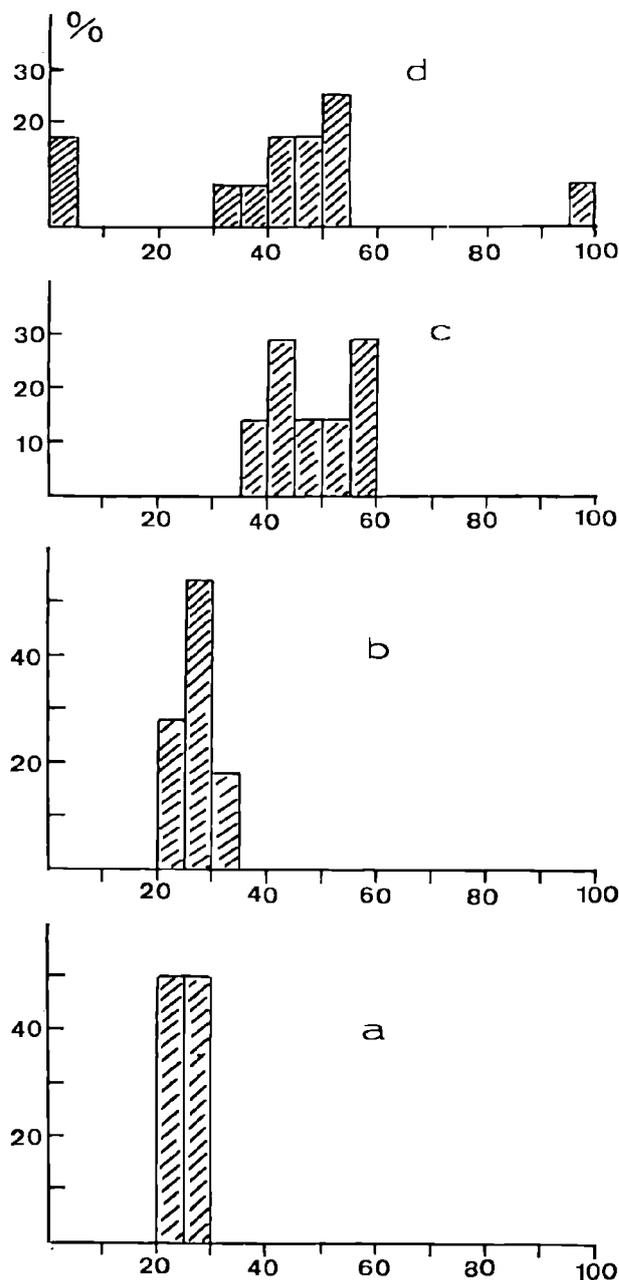


FIG. 3. — Histogramme du paramètre R.

- a : quartzite de Hourt, éch. 5 St, Cambrien du massif de Stavelot.
- b : quartzite graveleux de Lahonry, éch. Mcr 2, Gedinien du bord sud du bassin de Dinant.
- c : quartzite bréchié, éch. 30 R, Cambrien du massif de Rocroi.
- d : grès du Verrucano Kabyle, éch. A 16 G.

immédiatement le caractère monogénique ou polygénique de l'apport ; quelques exemples illustreront ces considérations.

Une *arkose* provenant de l'*assise de Tubize* (éch. 1 B, tableau V, fig. 2) montre que, au sein d'un même échantillon, il est possible de distinguer rapidement les émissions du quartz et des feldspaths. La macrothermoluminescence avait permis d'atteindre le même résultat (7), mais au prix d'essais plus nombreux et plus longs.

H ₁	H ₂	R		
3,6	—	100	Fagioclasses	
3,5	—	100		
11	—	100		
15	—	100		
11	—	100		
7	—	100		
2,5	4,7	34,7	Q _I ^A	Quartz
4,2	3,2	56,7	Q _{III} ^A	
3,4	2,5	07,6	Q _{III} ^A	
1,4	0,9	60,8	Q _{III} ^A	
3,2	2	64,2	Pâte	
7,6	—	100		

TABLEAU V

Arkose de Tubize (éch. 1B, Massif cambrien du Brabant, Vallée de la Senne-Sennette).

HT 1500 V, objectif $\times 16$.

En macro TL comme en micro TL, les *quartzites de Hourt* (éch. 5 St., tableau VI) sont caractérisés par un pic principal à haute température ($20 < R < 30$, fig. 3). La répartition statistique des paramètres de TL reste identique, qu'elle soit obtenue par la méthode macroscopique (7) ou microscopique. Les fluctuations autour du paramètre R ($e_m = 9,6\%$) dépassent les valeurs de l'écart moyen dû aux erreurs expérimentales et témoignent de la répartition des quartz autour d'une forme la plus fréquente (fig. 3a) caractéristique d'un apport déterminé. Une telle répartition est liée à l'existence soit d'un apport monogénique, soit d'un apport polygénique postérieurement soumis à un métamorphisme épizonal et dont les courbes ont, par déclin thermique, convergé vers une forme commune (7).

H ₁	H ₂	R	T ₂	
4,5	13,7	24,7	260	
2,3	8,2	21,6	255	
3,2	9	26,2	250	
3,8	10,1	27,3	255	
4	9,8	28,9	265	
2,9	7,1	29	265	
2,1	5,4	28	265	
2,4	7,3	24,7	260	
4	13,7	22,5	260	
5	16,5	23,2	265	
3,5	13	21,2	250	
3,4	10,3	25,2	259	Moy.
0,77	2,8	2,42	4,8	e.m.
22,6 %	27 %	9,6 %	1,8 %	e.m. — en % Moy.

TABLEAU VI

Quartzite de Hourt 5 St (Cambrien du massif de Stavelot, assise Dv₁).

HT 1500 V, objectif $\times 16$.

Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,49 mm, écart e.m. : 0,06.

Il en est de même du *quartzite graveleux de la carrière de Lahonry* (tableau VII, fig. 3b) dont la poudre comme la plaque livre des paramètres de TL répartis autour d'une valeur la plus probable ($25 < R_{Max} < 30$) caractérisant un apport issu d'un seul domaine nourricier.

	H ₁	H ₂	R	
A	1,8	4,9	27,1	Moy.
	0,48	1,25	2,2	e.m.
	26	25	8,1	e.m. — en % Moy.
B	2,2	4,9	31,7	Moy.
	0,366	1,27	3,2	e.m.
	16,6	26	10,1	e.m. — en % Moy.

TABLEAU VII

Quartzite graveleux de la carrière de Lahonry, banc de référence TL, éch. Mer 2, Gédinnien inférieur, Couvin.

A : Essais sur plaques,

B : Essais sur poudres, granulométrie 210-297 μ .

HT 1500 V, objectif $\times 16$.

Moy : moyenne de 12 mesures.

Par contre, le *quartzite 30 R* (tableau VIII) du massif de Rocroi montre l'existence de deux types de quartz (fig. 3e) différents par les valeurs du paramètre R ($R_{\text{max}} = 40-45$, $R_{\text{max}} = 55-60$).

Ils correspondent probablement aux quartz Q_I^A et Q_{III}^A mis en évidence au cours de l'étude des roches cambriennes du massif de Rocroi (8) et témoignent de l'existence d'un apport polygénique (7, 8). La micro TL conduit aux mêmes conclusions, mais beaucoup plus rapidement et au départ d'un seul échantillon par ailleurs brêchié et parcouru de filonnets millimétriques de quartz secondaire. En roche totale, l'émission du quartz détritique aurait été perturbée par la présence de ces quartz secondaires caractérisés par une forte intensité de TL. Il a donc fallu utiliser la micro TL pour arriver à distinguer les quartz détritiques Q_I^A et Q_{III}^A et au moins deux types de quartz secondaire en remplissage filonien ; l'un caractérisé par une faible TL et un R inférieur à 50, l'autre par une forte TL et un R supérieur à 60 (tableau VIII).

H ₁	H ₂	R	T ₁	T ₂	Δ T	
10,8	8,7	55,2	192	242	50	Quartz détritique
6,5	5,6	53,7	183	240	57	
8,5	6,5	56,6	200	255	55	
5,9	6,5	47,5	200	242	42	
4	6,2	39,2	183	242	59	
5,9	8,5	40,9	183	242	59	
4	5,4	42,5	192	250	58	filonnets de quartz
> 18	5,8	> 75,6	—	280	—	
13,8	5,7	70,7	228	290	62	
11	6,2	63,9	220	275	55	
> 41,4	17	> 70,8	—	300	—	
7,4	6,4	53,3	214	265	51	
6,2	6,7	48,2	192	250	58	
6	6,5	48,1	175	243	68	
4,4	8	35,1	183	242	59	
1,6	2,1	43,7	207	250	43	
1,1	1,6	41,6	214	260	46	
1,1	1,6	41,6	220	270	50	

TABLEAU VIII

Quartzite brêchié 30 R (Cambrien du massif de Rocroi, bord nord, assise Dv₂).

HT 1500 V, objectif × 16.

Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,62 mm, écart e.m. 0,089.

Un exemple analogue est fourni par l'*arkose de Tubize*. Dans ce dernier cas, l'émission du matériel quartzeux est noyée dans l'émission nettement plus intense du contenu feldspathique. La mise en évidence du caractère polygénique de l'apport (tableau V, fig. 2), impossible par macro TL, prend toute sa signification dans la reconstitution paléogéographique de l'Ardenne au Cambrien (2, 7).

Enfin, le dernier exemple pris parmi les *formations gréseuses de l'Afrique du Nord* (tab. IX, fig 3 d, éch. A 16 G) illustre particulièrement bien le cas d'un matériel détritique dont le caractère polygénique n'avait pu être mis en évidence que par l'étude d'une série de dragées en provenance de la même formation (3). L'examen du tableau IX et de l'histogramme 4d largement étalé depuis R=0 jusque R=100 montre l'existence de quartz détritiques caractérisés par des courbes essentiellement différentes et que les paramètres TL permettent de rapporter aux genres Q_V^M , Q_{VII}^M , Q_{VII}^M , Q_{VII}^M , Q_{VII}^M , Q_{VII}^M , Q_{VI}^M , Q_{VI}^M , Q_{VI}^M , Q_{VIII}^M , Q_X^M précédemment définis.

H ₁	H ₂	R	T ₁	T ₂	Δ T	
1,3	2	39,4	200	266	66	Q_V^M
5	6,7	42,7	184	240	56	Q_{VII}^M
2,2	2,2	50	150	200	50	Q_{VII}^M
3	4,5	40	167	218	51	Q_{VII}^M
1,7	2	45,9	167	224	57	Q_{VII}^M
8	7	53,3	158	212	54	Q_{VII}^M
7,6	7,6	50	150	180	30	Q_{VI}^M
2,9	3,4	46	192	230	38	Q_{VI}^M
4,4	—	100	192	—	—	Q_{VIII}^M
—	1,6	0	—	225	—	Q_X^M
—	1,7	0	—	212	—	Q_X^M
5,2	11,8	30,5	200	250	50	—
> 18	—	—	—	—	—	—

TABLEAU IX

Grès du Verrucano Kabyle (éch. A 16 G)

HT 1500 V, objectif × 16.

Essais sur plaques : épaisseur moyenne 2,5 mm, écart e.m. : 0,16.

Les roches carbonatées.

Nous avons quelque peu insisté sur l'utilisation de la micro TL à l'étude des roches quartzo-feldspathiques. La même technique peut être appliquée aux roches carbonatées et notamment dans l'étude des microfaciès ou des phénomènes de métasomatose (dolomitisation, silicification...).

Le *marbre noir de Dinant*, calcaire sapropélien à grain fin, montre évidemment une grande homogénéité de ses propriétés de TL (tableau I). Une série de courbes faites sur les éléments graveleux d'un *calcaire Jurassique* (tableau X, fig. 4a) des *environs de Besançon* constitue également un exemple de microfaciès homogène par ses propriétés de TL. Par contre, le *marbre de Tailfer* (Frasnien moyen), calcaire construit à Polypiers et Stromatopores lamellaires, présente une dispersion beaucoup plus importante des résultats (tableau XI, fig. 4b). Certes, il n'est pas nécessaire d'utiliser la TL pour y distinguer les éléments constitutifs mais les études les plus récentes dans le domaine de la datation absolue des calcaires par TL (11, 12), ont montré cependant qu'il était possible d'éviter certains échecs en s'adressant

un matériel constitué de test ou de débris de test appartenant à des genres très communs mais inutilisables en paléontologie stratigraphique (huîtres, pectinidés...).

H ₁	H ₂	R	
9	4,3	67,6	
12	5,4	68,7	
10,4	5	67,5	
13,6	5,9	69,7	
11	4,2	72,3	
11	4,7	70,2	
13,3	6,5	67,1	
10,4	4,3	70,7	
11,6	5,1	69,4	
16,3	9,1	64,1	
11,8	5,5	68,7	Moy.
1,54	1,01	1,7	e.m.
13	18	2,5	e.m. — en % Moy.

TABLEAU X

Calcaire graveleux, Besançon

HT 1200 V, objectif $\times 16$.
Essais sur gravelles, épaisseur des plaques : 1,44 mm,
écart e.m. : 0,03.

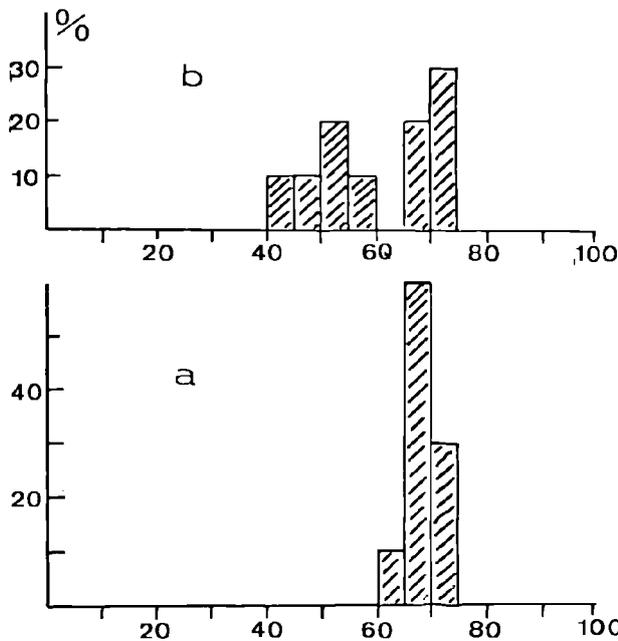


FIG. 4. — Histogramme du paramètre R.

a : calcaire graveleux, Jurassique, Besançon.
b : marbre de Tailfer, Frasnien moyen, vallée de la Meuse.

H ₁	H ₂	R	
6	2,6	69,7	Pâte organo-détritique
8	3,2	71,4	
8,2	3,5	70	
> 10,5	6,7	> 60,6	
16,2	14,5	52,7	Stromatopores lamellaires
23,4	12,5	75,2	
13,8	11,2	55,2	
14,8	16,1	47,8	Tabulés
19,5	19,2	50,3	
16,1	22,6	41,6	

TABLEAU XI

Marbre de Tailfer (éch. Mer 1, vallée de la Meuse, Frasnien moyen)

HT 1100 V, objectif $\times 16$.
Essais sur plaques : épaisseur moyenne 1,6 mm,
écart e.m. : 0,08.

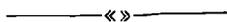
Conclusions.

La *micro TL* est une technique microscopique permettant, soit l'étude rapide de la TL propre à chaque minéral engagé dans une roche déterminée, soit la répartition des propriétés de TL à l'intérieur même d'une plage minérale. Appliquée aux roches granitiques, elle conditionne le choix des échantillons en vue d'une datation absolue. Dans l'étude des roches gréseuses, elle donne immédiatement une

image de la répartition statistique des propriétés de TL des quartz détritiques et conduit à mettre rapidement en évidence le caractère polygénique d'un apport. Enfin, dans les roches carbonatées, elle est applicable à l'étude des microfaciès ou des phénomènes de métasomatose. Dans un proche avenir l'utilisation d'un faisceau laser élargira encore le champ d'application en limitant la prospection à une seule préparation.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALBISSIN M. D' (1963). — Les traces de la déformation dans les roches calcaires. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 5, p. 121-140.
- 2) BEUGNIES A. (1964). — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Revue Géogr. phys., Géol. dyn.*, vol. 6, p. 269-277.
- 3) BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUÉE G., MASCLÉ G. et TRUILLET R. (1969). — Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 307-322.
- 4) BROQUET P., CHARLET J.M. (1965). — Utilisation de la thermoluminescence naturelle du quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXV, p. 75-96.
- 5) CHARLET J.M. (1963). — La thermoluminescence des roches et son utilité en géologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 243-258.
- 6) CHARLET J.M. (1964). — Le déclin thermique et son importance dans la datation des granites par la méthode de thermoluminescence. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 29-40.
- 7) CHARLET J.M. (1966). — La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques (application à l'étude des séries sédimentaires détritiques, intérêt dans la datation des granites). Thèse, Faculté polytechnique de Mons. *Bulletins du B.R.G.M.*, 1969, 2^e série, n° 2, p. 51-97 et n° 3, p. 11-60.
- 8) CHARLET J.M. — (1969). — Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 287-297.
- 9) CHARLET J.M. et WATERLOT W. (1969). — La thermoluminescence utilisée dans l'étude de quelques sédiments quartzo-feldspathiques du Paléozoïque des Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 298-306.
- 10) DANIELS F., BOYD C. et SAUNDERS D.F. (1953). — Thermoluminescence as a research tool. *Science, U.S.A.*, vol. 117, p. 343-348.
- 11) JOHNSON N.M. (1960). — Thermoluminescence in biogenic calcium carbonate. *J. Sediment Petrology*, vol. 30, p. 305-313.
- 12) JOHNSON N.M. et BLANCHARD R.L. (1967). — Radiation dosimetry from the natural thermoluminescence of fossil shells. *Amer. Mineralogist*, vol. 52, p. 1297-1310.
- 13) LEWIS D.R. (1968). — Special considerations in the design of equipment for use in geological studies. In « Thermoluminescence of geological materials ». *Academic Press*, p. 183-190.
- 14) Mc DOUGALL D.J. (1968). — Natural thermoluminescence of igneous rocks and associated ore deposits. In « Thermoluminescence of geological materials ». *Academic Press*, p. 527-544.
- 15) Mc DOUGALL D.J. (1965). — Thermoluminescence of igneous rocks. *C.I.M. - G.A.C. Meeting, Winnipeg, Manitoba*.



Nouvelles observations géologiques sur les terrains paléozoïques, crétacé et tertiaire des environs de Bavai

par Bernard WATERLOT (*)

Sommaire. — La région de Bavai est située à la limite de deux régions naturelles. On y observe la terminaison des assises crétacées et tertiaires appartenant au Bassin de Paris, reposant sur le socle primaire tectonisé par l'Orogenèse hercynienne. De nombreuses observations nouvelles ont permis de préciser la stratigraphie et la disposition des terrains anciens presque toujours cachés par les formations quaternaires.

Summary. — The country around Bavai is situated at the boundary of two natural geographical subdivisions. The edge of the Cretaceous and Tertiary formations which belong to the Paris Basin can be seen there. They rest unconformably on a Palaeozoic basement folded during the hercynian orogeny. Numerous new observations have permitted a refinement of the stratigraphy and structure of the pre-quaternary terrain which is nearly always hidden by the Quaternary formations.

Le territoire des environs de Bavai est situé à la limite de plusieurs régions naturelles. A l'ouest, aux environs du Quesnoy et de Jenlain, les terrains rencontrés appartiennent au Crétacé et au Tertiaire du Valenciennois ; la partie septentrionale, située en territoire belge, est constituée d'un plateau de grès et de schistes d'âge dévonien inférieur, recouvert partiellement par la transgression crétacée. Dans la partie sud-est, dans la région de Pont-sur-Sambre, affleurent le Dévonien supérieur et le Carbonifère de l'Avesnois.

Le grand nombre de sondages pratiqués dans la région permet désormais d'envisager le tracé des contours géologiques sous les formations limoneuses quaternaires abondantes réduisant aux seules vallées les affleurements de roches anciennes.

Particularités stratigraphiques.

Le Paléozoïque est bien représenté dans la région ; en Belgique, la série dévonienne débute par le Gédinnien supérieur (bord nord du synclinal de Dinant) représenté par les psammites de Cauderlot = schistes et quartzites de Saint-Hubert (d1b).

Le Siegenien est représenté par les grès de Wihéries (= grès d'Anor) et les couches d'Acoz. L'Emsien débute par les grès de Wépion, homologues des grès de Vireux ; il se poursuit par l'assise des Roches rouges de Burnot, qui admettent à la partie supérieure plusieurs banes de poudingue. Ce faciès burnotien correspond aux schistes rouges de Chooz et à la grauwacke de Hierges (Emsien moyen et supérieur).

Le Couvinien débute par la grauwacke d'Angre, renfermant *Acrospirifer arduennensis* et *Spirifer cultrijugatus*. Le Couvinien supérieur est constitué par l'assise des caleschistes à *Calceola sandalina*. Il convient de mentionner l'ancienne attribution du banc supérieur du poudingue du « caillou qui bique » à l'étage couvinien : les anciens auteurs admettaient que ce poudingue représentait un faciès de transgression du Couvinien, en faisant ainsi l'équivalent du poudingue de Tailfer. L'origine fluviale de ce poudingue étant maintenant admise (J.C. Foucher, 1965), on considère qu'il représente un faciès de régression de l'Emsien supérieur.

Le Givétien n'affleure que dans la vallée de l'Hogneau où il a été jadis très exploité. La base de l'assise fournit un calcaire bleu noir très dur, anciennement utilisé sous le nom de « marbre Ste-Anne ». Un niveau de caleschistes noirs et

(*) Faculté des Sciences de Lille.

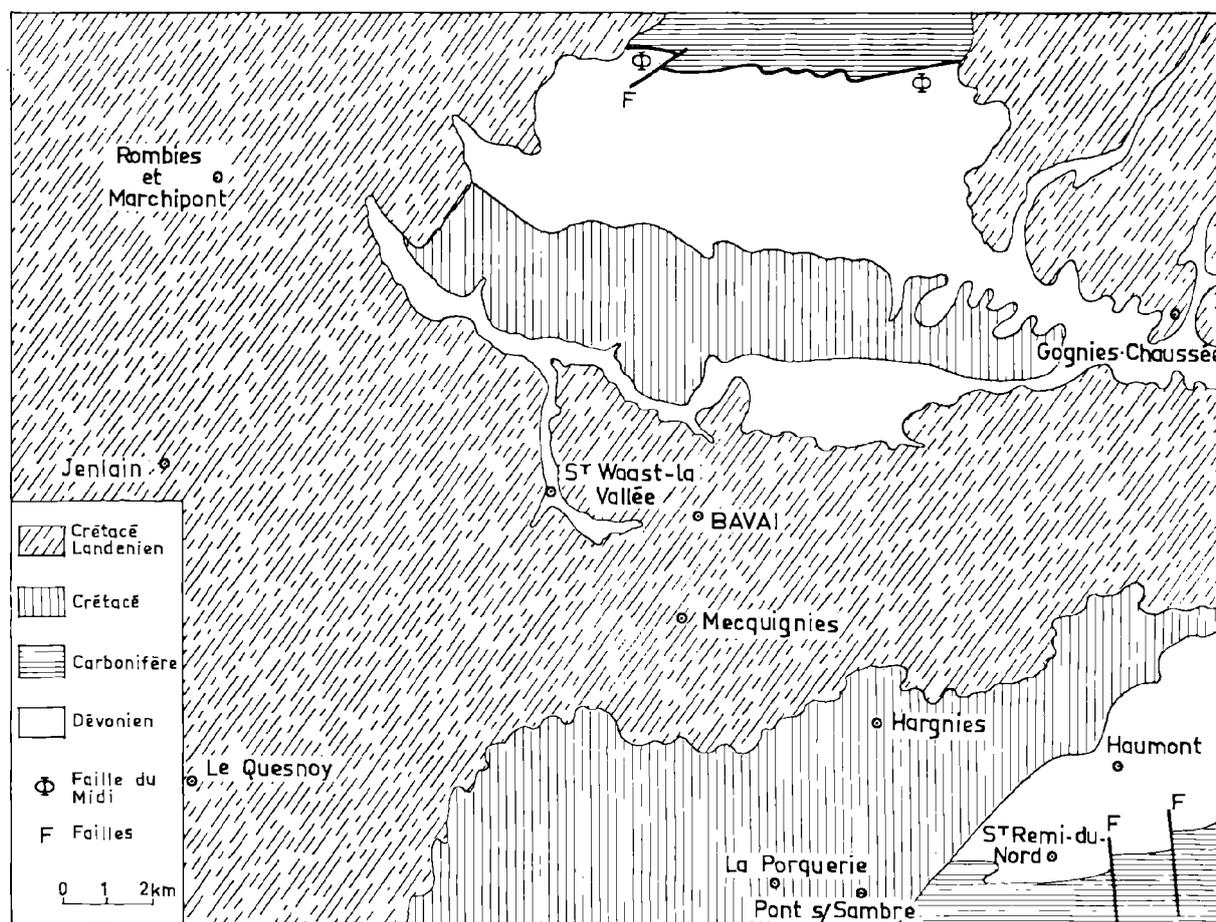


FIG. 1. — Esquisse structurale de la région de Bavai.

fossiles marque la limite paléontologique de la base du Givétien supérieur avec la présence de *Spirifer (Hysteroilites) mediotextus*.

Le Frasnien est très peu représenté dans le pays. On le rencontre à St-Waast-la-Vallée, où les anciennes carrières ont exploité les calcaires récifaux de l'assise de Frasnes. Dans le Sud-Est, le Frasnien a été reconnu dans les environs de Haumont.

Le Famennien affleure à l'état de psammites aux environs de Bavai (carrière du Rametz) et dans la région de Haumont.

Le Carbonifère est observé dans les environs de Pont-sur-Sambre ; il fait alors partie de la série classique des terrains dinantiens de l'Avesnois ;

ces terrains sont abondants aux environs de Maubeuge et d'Avesnes, où leur disposition a déjà fait l'objet de publications (Ch. Delattre, J. Polvéche, B. et G. Waterlot, 1967).

En territoire belge, le Carbonifère appartient aux formations houillères du massif du Borinage ; on y reconnaît le Viséen, sans qu'il soit possible de détailler les sous assises de cet étage. Le Namurien est constitué de schistes plus ou moins charbonneux avec des bancs de grès interstratifiés. Les deux assises inférieures du Westphalien sont ici représentées (Westphalien A, Westphalien B), limitées entre elles par le niveau marin de Quaregnon (= niveau marin de Poissonnière) et le niveau marin de Petit-Buisson (= niveau marin de Rimbert).

Le secondaire débute avec le Wealdien, rencontré dans les poches du socle paléozoïque, particulièrement dans les calcaires givétiens et sous les assises du Crétacé supérieur.

Le Cénomaniens inférieur est caractérisé par le faciès particulier dit du « sarrazin de Bettrechies ». Ce calcaire coquillier grossier et ferrugineux constitue une dalle morcelée reposant à la surface du socle primaire ; il est recouvert par les marnes sableuses et glauconieuses du Cénomaniens supérieur. Ces marnes, dites « dièves inférieures », sont transgressives et débordent le Cénomaniens inférieur ; partout où elle repose en transgression sur le socle paléozoïque, l'assise montre à la base des galets et graviers de grès et psammites dévoniens.

Le Turonien inférieur et moyen est constitué également de marnes vertes et bleuâtres. Ces « dièves supérieures » constituent avec le Cénomaniens supérieur marneux une série homogène où l'on ne distingue pas les sous-étages, en l'absence de faune.

Le Turonien supérieur est l'assise de la craie grise à silex ; très abondants à la base, ces silex disparaissent au toit de la couche qui est alors désigné par le terme de « bonne pierre de Valenciennes ». En territoire belge, les formations caractéristiques du Bassin de Mons (Belgique) s'individualisent : craie de Maisières, assise des « Rabots », « Fortes toises ». Le Coniacien et le Santonien n'apparaissent que dans le Nord-Ouest de la région (Rombies et Marchipont) et sont connus également en sondage ; c'est le niveau de la craie blanche à *Micraster decipiens*. En Belgique, cette craie dite craie de Saint-Vaast, affleure au nord de Gognies-Chaussée.

Une mention spéciale doit être faite en ce qui concerne le résidu de décalcification des craies et des dièves, connu sous le nom d'argile à silex. Ce terme vague a souvent été improprement utilisé et il en résulte une confusion certaine.

Après le dépôt des derniers termes de la série crétacée (Turonien supérieur et parfois Coniacien et Santonien), la région a été exondée et la mer n'est revenue qu'à l'époque landénienne. Durant le laps de temps post-crétacé-anté-tertiaire, les assises crayeuses et marneuses ont subi une altération sur place fournissant une argile brune ou verdâtre, sans fossiles et contenant des silex entiers ou brisés, corrodés et verdis, mais jamais roulés. C'est ce que l'on appelle le conglomérat à silex. En sondage, cette assise d'une puissance

moyenne de deux mètres environ marque le passage du Crétacé au Tertiaire. J. Gosselet (1877) admettait que cette argile était d'âge éocène et la considérait comme relevant de la transgression landénienne. Le caractère très particulier des silex de cette assise, brisés mais non roulés et l'absence de faune rendent cette hypothèse peu probable. D'autre part, on ne peut ranger cette formation dans les terrains quaternaires, car sa position stratigraphique n'est pas douteuse.

On trouve dans les sablières de la région de Bavai (Mecquignies) le sable landénien marin reposant sur cette argile à silex. Cependant, il est difficile de dater cette formation lorsqu'elle repose sur le socle primaire sans recouvrement sus-jacent ; en effet, les silex corrodés et verdis sont mélangés avec des silex d'autres types, ce qui indique un remaniement quaternaire probable.

Les résidus d'altération se rencontrent également sur les dièves ; l'argile est alors très légèrement calcaire et ne comporte plus de silex. J. Gosselet (1877), qui avait reconnu cette assise, l'a dénommée « Marne de la Porquerie » en signalant qu'il s'agissait d'argile à silex sans silex. En Forêt de Mormal et sur la rive gauche de la Sambre (Hargnies, la Porquerie), cette « Marne » présente une épaisseur considérable (8 à 10 mètres) et doit probablement passer en profondeur aux dièves turoniennes. Sur la « Marne », on trouve de temps à autre des buttes de sable landénien continental.

Le terme d'argile à silex doit donc être strictement réservé à l'assise comprise entre le Crétacé et le Tertiaire. En dehors de ce critère stratigraphique, la reconnaissance rigoureuse de ce niveau devient problématique.

Le Landénien inférieur comprend des sables fins et glauconieux. D'origine marine, ce niveau comporte des passées gréseuses. La base de l'assise dans le nord-ouest de la région, passe au faciès du tuffeau de Valenciennes, très glauconieux à ciment d'opale. Ce tuffeau à *Pholadomya konincki* marque le premier pas de la transgression landénienne ; il correspond à la zone II du Landénien (M. Leriche, 1939). La zone III, dite à *Cyprina scutellaria*, correspond à des sables glauconieux qui débordent largement le tuffeau de Valenciennes en direction du Sud ; ces sables de la zone III constituent l'équivalent des Sables de Bracheux.

Le Landénien supérieur comprend des sables quartzeux blancs, parfois roux. On y rencontre très peu de glauconie ; les éclats microscopiques

de silex sont abondants. De faciès continentaux, ces sables montrent une belle stratification entrecroisée. On y rencontre des bancs de grès blancs mamelonnés, à figures de charge et parfois de fines lentilles ligniteuses de faible extension.

Les limons quaternaires, argilo-sableux et très rarement calcaires, deviennent sableux sur les plateaux de sables et se chargent de débris (de grès, de calcaires ou de psammites) quand ils reposent directement sur le socle primaire. Ces limons ont une épaisseur souvent considérable pouvant aller jusqu'à 20 mètres.

Aperçu paléogéographique et structural.

Les terrains primaires ont été tectonisés par la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne.

Les plis présentent très sensiblement une direction est-ouest. Dans la région de Bavai, on observe successivement du Sud au Nord :

- l'axe anticlinal du Pissotiau, à cœur frasnien ;
- l'axe synclinal du Rametz, plissant le Famennien inférieur ;
- l'axe anticlinal de Taisnières-sur-Hon, ramenant au jour les Roches rouges de Burnot ;
- l'axe synclinal du Bois d'Ugies, à cœur frasnien.

Le flanc nord de ce synclinal montre la série complète du Dévonien, dont les assises accusent un pendage sud. Celui-ci se conserve dans tout le Dévonien inférieur jusqu'au contact de la

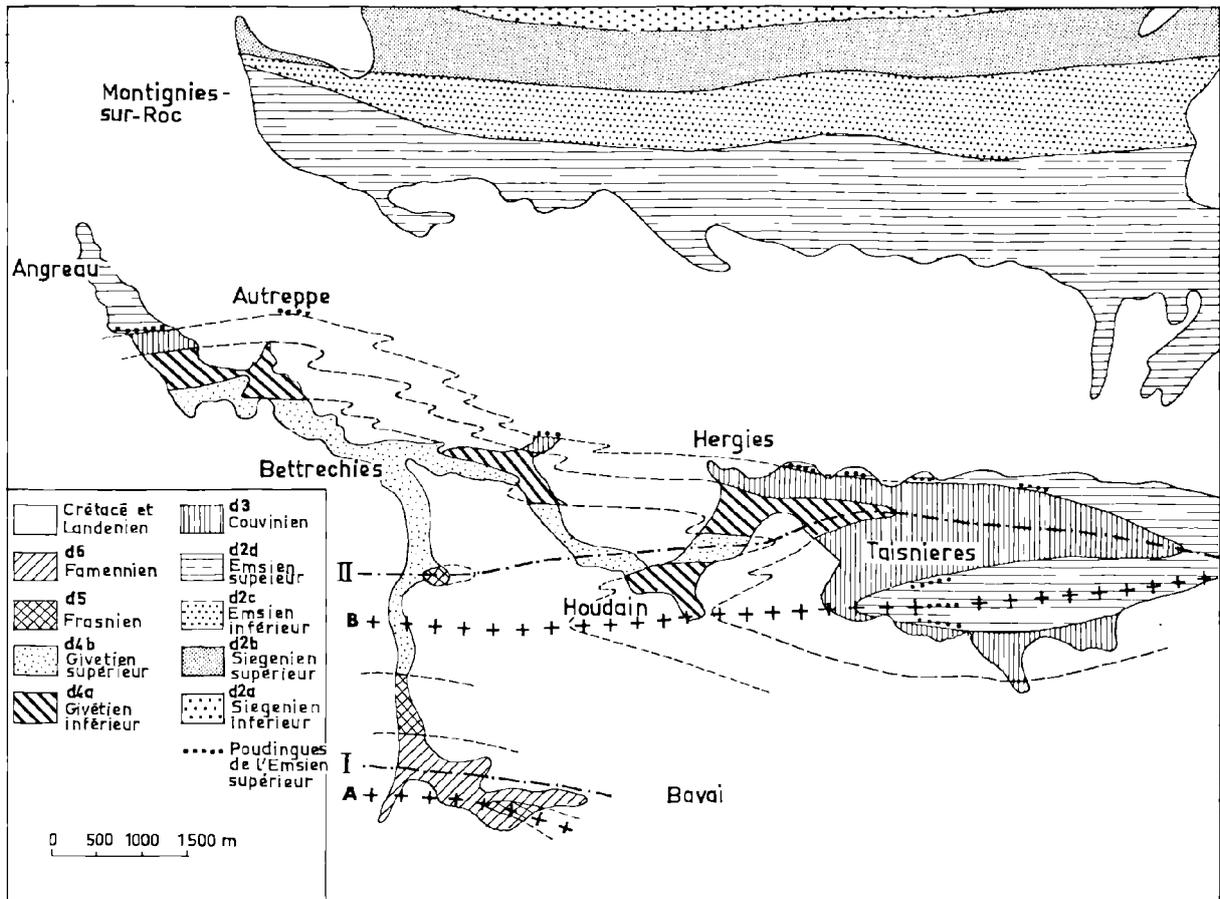


FIG. 2. — Le Dévonien des environs de Bavai : schéma structural.

- A : Anticline du Pissotiau.
- B : Anticline de Taisnières-sur-Hon.
- I : Syncline du Rametz.
- II : Syncline du Bois d'Ugies.

faille du Midi. Cet accident chevauchant fait reposer le Dévonien inférieur en série normale sur le Carbonifère renversé du Massif du Borinage.

La faille du Midi recouvre dans les environs de Quiévrchain, sous les terrains crétacés, un accident désigné en France sous le nom de « cran de retour » et en Belgique par le terme de « faille de Boussu ». Le massif de Boussu constitue une klippe tectonique recouverte par la faille du Midi (J. Hugé, 1947).

Ces terrains paléozoïques forment un plateau désigné sous le nom de « Haut Pays ». Sur ce relief sont venues se terminer les diverses transgressions crétacées et tertiaires.

Une première transgression au Cénomanién inférieur n'a laissé que quelques lambeaux de calcaire ferrugineux ; l'extension maximale rejoint celle qui a été reconnue récemment (G. Waterlot, 1964 b) plus à l'est au voisinage de Maubeuge. Après un retrait temporaire de la mer, une seconde transgression au Cénomanién supérieur reprend possession du pays où la mer se maintient jusqu'à l'époque santonienne. L'avancée de la mer fut donc beaucoup plus importante et plus complexe.

En effet, cette mer transgresse sur un vieux continent pénéplané mais possédant un paléorelief assez sensible. Les bancs de poudingue et de grès constituent des paléocrêtes qui canalisent la transgression.

Le massif primaire du Haut Pays n'est pas recouvert par la mer qui l'entoure au nord et au sud, déposant des marnes et des craies à pendage sud en territoire français. En territoire belge, la transgression crétacée vient du nord, en provenance de la fosse de Mons et les assises présentent ici un pendage nord. Le Haut Pays apparaît comme une île entourée de sédiments crétacés.

Dans la région de Pont-sur-Sambre, la transgression s'arrête aux abords de la Sambre ; on ne trouve pas de terrains crétacés sur la rive droite de la rivière (Hautmont, St-Rémi-du-Nord). Vers Le Quesnoy, la série crétacée et tertiaire devient régulière et le pendage général s'opère en direction du Nord-Ouest. Le socle devient en effet de plus en plus profond en direction de l'Ouest. Les nombreux sondages connus permettent d'améliorer l'établissement des courbes isobathes du toit des marnes du Turonien, déjà tracées antérieurement (G. Waterlot, 1964 a).

La fin du Crétacé marque une période de retrait de la mer, ainsi qu'il avait été dit au sujet de l'argile à silex. La mer revient depuis le Nord et l'Ouest à l'époque éocène. Les sables landéniens sont transgressifs et avancent très loin sur les dépôts plus anciens.

Les sables landéniens continentaux reposent sur le Landénien marin, alors souvent raviné. On les trouve également directement sur le socle ancien.

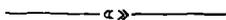
Dans les environs de Hautmont, on observe une série d'anticlinaux et de synclinaux carbonifères, de direction est-ouest. Ces plis sont affectés de failles Nord-Sud qui décalent les bandes de calcaire ; des plis transversaux à grand rayon de courbure provoquent des mouvements d'ennoyage des axes de plis orientés est-ouest. On reconnaît bien le style des terrains paléozoïques de l'Avesnois, affleurant largement sur les feuilles géologiques de Maubeuge et d'Avesnes.

Le territoire des environs de Bavai apparaît ainsi comme le point de rencontre de deux régions géologiques différentes : une zone de terrains primaires plissés et disloqués sur lesquels reposent des terrains crétacés et tertiaires appartenant à la bordure du Bassin de Paris.

* * *

PRINCIPAUX OUVRAGES CONSULTÉS

- 1) DELATTRE Ch., POUVÉCHE J., WATERLOT B. et G. (1967). — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVII, p. 203-209.
- 2) FOUCHER J.C. (1965). — Contribution à l'étude sédimentologique du poudingue du « Caillou-qui-bique » (Emsien supérieur de Belgique). *Mém. B.R.G.M.*, Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, p. 32.
- 3) GOSSELET J. (1887). — La Marne de la Porquerie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. IV, p. 179-185.
- 4) GOSSELET J. (1887). — Constitution géologique de la Forêt de Mormal. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. IV, p. 125-130.
- 5) GOSSELET J. (1879). — Description géologique du Canton de Maubeuge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VI, p. 129-211.
- 6) GOSSELET J. (1880). — Description géologique du Canton de Berlaimont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VII, p. 270-302.
- 7) HUGÉ J. (1947). — Le Massif de Boussu (faits et interprétations). *Publ. Ass. Ing. Fac. Polytech. Mons* (Belgique), 4^{me} fasc. et 1^{er} et 2^{me} fasc., 1947.
- 8) LADRIÈRE J. (1905). — Les affleurements du terrain dévonien dans les environs de Bavai. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 34, p. 205-264.
- 9) LERICHE M. (1939). — Les rapports entre les formations tertiaires du Bassin belge et du Bassin de Paris. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXII, bull. n° 4.
- 10) MARLIÈRE R. (1970). — Notice explicative de la feuille géologique au 1/25 000 de Roisin-Erquennes. *Serv. Géol. Belgique*.
- 11) MARLIÈRE R. (1970). — Notice explicative de la feuille géologique au 1/25 000 de Quiévreachain-Saint-Ghislain. *Serv. Géol. Belgique*.
- 12) WATERLOT G. (1964 a). — Quelques données sur les couches tertiaires et crétacées de la feuille « Le Quesnoy » au 1/50 000. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 197-200.
- 13) WATERLOT G. (1964 b). — Le Crétacé de la région N et NE de Maubeuge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 265-274.



Données nouvelles sur le Carbonifère des environs de Pont-sur-Sambre

par Bernard WATERLOT (*)

Résumé. — Le Carbonifère des environs de Pont-sur-Sambre disparaît sous une épaisse couche de limons et d'alluvions quaternaires. L'examen de sondages réalisés dans ce secteur permet une meilleure connaissance de la structure de ces assises.

Summary. — The carboniferous around Pont-sur-Sambre disappears under a thick cover of quaternary silt and alluvions. The analysis of the borings made in this area give a better knowledge of the structure of these layers.

Les affleurements des terrains carbonifères de l'Avesnois présentent une extension toujours très limitée en raison de l'épais recouvrement des limons quaternaires. Les vallées fournissent souvent d'intéressants renseignements géologiques, car elles entaillent profondément cette importante couverture limoneuse. Dans la région de Pont-sur-Sambre, le Carbonifère a déjà été reconnu (J. Gosselet, 1880) dans la vallée de la Sambre; cependant cette rivière importante dépose beaucoup d'alluvions modernes qui constituent également un obstacle à l'observation des assises profondes.

En utilisant les renseignements géologiques fournis par les sondages effectués ces dernières années dans cette région, il est possible d'améliorer la représentation des terrains carbonifères déjà étudiés récemment (Ch. Delattre, J. Polvêche, B. et G. Waterlot, 1967).

Les assises primaires sont plissées (phase asturienne de l'orogénèse hercynienne) au point d'être parfois verticales; les axes des plis présentent une direction générale est-ouest. Des accidents cassants orientés Nord-Sud disloquent les assises du Dinantien.

La série stratigraphique bien connue ne peut être décrite dans le détail; on la retrouvera en particulier dans les notices des feuilles géologiques au 1/50 000 de la région (Avesnes, Le Quesnoy, Maubeuge, Trélon). Nous décrirons brièvement les différentes assises qu'il a été possible de reconnaître.

Le Famennien (d6) est subdivisé en une assise inférieure (d6a) schisto-gréseuse et en une assise supérieure (d6b) psammitique. Son épaisseur, ici réduite, doit atteindre 500 mètres environ.

Le Strunien (h1a) affleure très modestement. Il présente une alternance de psammites et de schistes à faune dévonienne et de bancs calcaires crinoïdiques de type dinantien, correspondant au type défini par J. Gosselet dans la carrière du Parcq, à Etrœungt. Son épaisseur est assez réduite: 30 mètres environ.

Le Tournaisien (h1b) comprend plusieurs assises dont l'épaisseur très faible rend impossible la distinction cartographique: calcaires noirs d'Avesnelles à *Productus niger*, schistes d'Avesnelles à *Spiriferellina peracuta*, « petit granite de Marbaix », calcaire bleu à phtanites et dolomie crinoïdique dit du Camp de César. L'épaisseur de l'ensemble atteint 70 mètres environ.

Le Viséen inférieur (h2a) présente deux sous-assises bien distinctes:

- 1) Calcaire noir de Bachant (h2a1) à *Productus longispinus*;
- 2) Calcaire gris noir grenu et dolomitique (h2a2) comportant des bancs de dolomie grise à *Daviesiella Llangollensis*.

Le Viséen moyen (h2b1) comprend le calcaire gris clair de Fontaine encore désigné par le terme de calcaire à *Productus cora*.

Le Viséen supérieur (h2b2) comporte vers la base un banc de brèche dit « Banc d'or », présentant ici une épaisseur de 5 mètres. Il se poursuit

(*) Assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

par le calcaire bréchiforme de Limont qui passe ensuite au calcaire bleu noir à taches rouges de Saint-Hilaire à *Productus (Gigantella) giganteus*. Le niveau de schistes noirs et phanites de Queue-Noir-Jean formant la transition avec le Namurien n'a pas été observé en ce lieu.

Cette série d'assises forme, dans la région de Pont-sur-Sambre, un système faillé de plis anticlinaux et synclinaux (voir figure du texte). Le synclinal de Quartes (I) se termine périclinalement à la hauteur de la Sambre, sans atteindre St-Rémi-du-Nord, village construit sur les psammites du Famennien. Ce synclinal assez plat provoque une grande extension du Tournaisien sous les villages de Quartes et de Pont-sur-Sambre.

L'anticlinal de Pantignies (A) ramène les psammites fameniens au nord du village de Fontaine. Dans le secteur environnant ce village, deux failles verticales déterminent trois compartiments plissés de manière différente.

A l'ouest, la série carbonifère plonge régulièrement au sud avec un pendage d'environ 80°. A la hauteur de l'église de Fontaine, on note la présence du synclinal de Bachant (II) qui côtoie l'anticlinal de Fontaine (B).

Le compartiment central comprend l'axe synclinal de Bachant décalé vers le Nord par rapport à la région ouest; dans ce système, l'axe anticlinal de Fontaine se dédouble en deux petits anticlinaux ramenant au cœur le calcaire noir de Bachant.

Le compartiment Est montre l'axe synclinal de Bachant encore plus déporté vers le Nord, tandis que l'anticlinal de Fontaine retrouve son unité.

Ce schéma structural correspond bien à ce que l'on connaît des terrains primaires de l'Avesnois, où les plis de direction hercynienne sont affectés d'ondulations transversales multipliant les zones d'envoyage et provoquant souvent des failles transverses à rejet important.

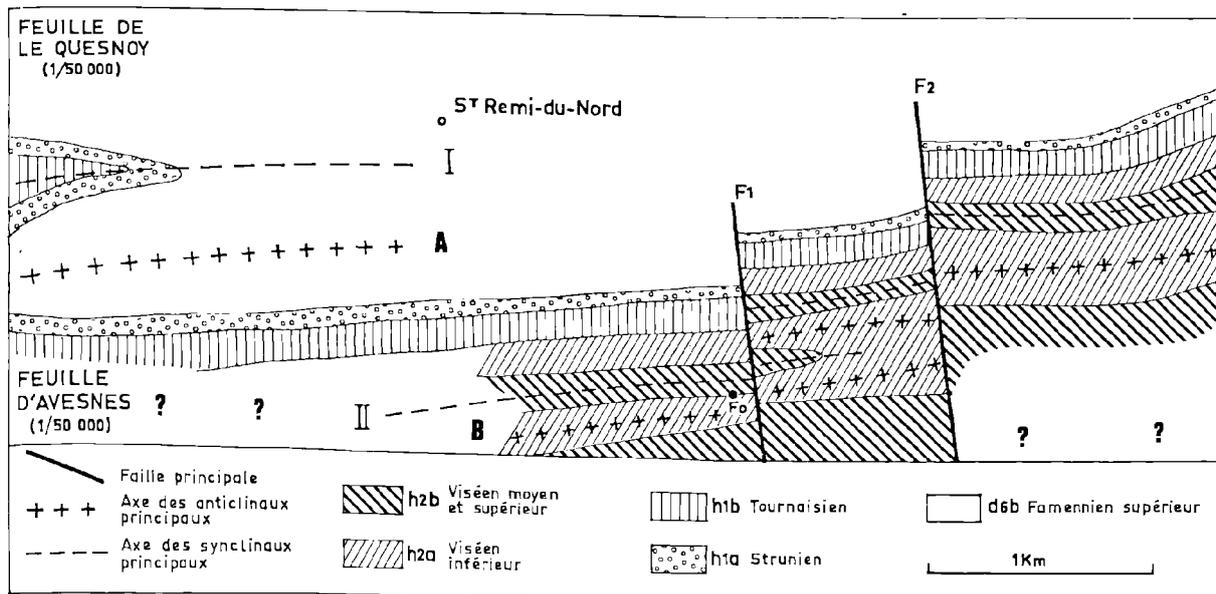


FIG. 1. — Carte schématique des affleurements primaires de la région de Pont-sur-Sambre.
I. Synclinal de Quartes ; II. Synclinal de Bachant ; A : Anticlinal de Pantignies ; B. Anticlinal de Fontaine ;
● Fo : Village de Fontaine.

OUVRAGES CITES

- DELAITRE Ch., POINÈCHE J. et WATERLOT B. (1967). — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVII, p. 203-209.
- GOSSELET J. (1879). — Description géologique du Canton de Maubeuge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VI, p. 129.
- GOSSELET J. (1880). — Description géologique du Canton de Berlaimont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VII, p. 270.

Rôle de l'altération météorique et des mouvements de l'eau dans l'évolution du minerai manganésifère de Moanda (près Franceville, Gabon)

par Maurice BOUMA (*)

(Planche III)

Résumé. — Le minerai manganésifère de Moanda, bien que de type sédimentaire, se présente actuellement avec les caractères d'une formation résiduelle. Son évolution en milieu équatorial humide a en effet conduit à de profonds remaniements.

Dans cette note je me suis attaché à mettre en évidence le rôle de l'eau, dans ses déplacements au sein de la zone minéralisée, pour tenter d'expliquer les différents faciès actuels de cette minéralisation.

Summary. — Manganese ore of Moanda, though of sedimentary type, appears presently with the particularities of a residual formation.

Its evolution in wet equatorial climate led indeed to deep alterations.

In this note I have endeavoured to make evident the part of water, in its movements inside the mineralized zone, to try to explain the different present facies of this mineralization.

Introduction.

L'examen des données géologiques du bassin de Franceville et l'étude des divers faciès du minerai manganésifère de Moanda ont permis de conclure que cette formation sédimentaire, aujourd'hui d'allure éluviale, devait se présenter à l'origine comme un empilement alterné de couches minéralisées et de couches stériles, interstratifié dans les sédiments francevilliens (Précambrien moyen ou terminal ?)

Mais à la suite de l'altération intense (de type latéritique) qui s'installe après la mise à nu de la formation par érosion des couvertures, les zones stériles plus solubles, sont évacuées, entraînant un enrichissement relatif du minerai.

Nous sommes en effet dans une région dont le climat est marqué par une température élevée et par l'existence de saisons humides et sèches alternées.

Pendant les saisons humides, la pluviosité est suffisamment importante pour entraîner un lessivage intense des formations et l'évacuation d'un grand nombre de cations.

Ce lessivage des parties stériles, en particulier, a eu pour conséquence immédiate un effondrement des lits minéralisés, véritable « subsidence de dissolution », qui a entraîné leur fragmentation en éléments de tailles variées.

(*) Assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

Il s'en est suivi par ailleurs une accélération des processus d'attaque et de dissolution du minerai par les eaux météoriques, ainsi qu'une migration de manganèse arraché dans les parties supérieures du profil, vers les zones profondes du gisement.

Rappels sur la morphologie.

Le minerai manganésifère de Moanda se présente actuellement comme une croûte, d'une dizaine de mètres de puissance, recouvrant un ensemble de quatre plateaux, véritables reliques de plaine.

Dans l'ensemble du district, malgré l'existence de quelques particularités, l'horizon minéralisé présente en gros la même structure.

Sous les alluvions récentes :

— Niveau pseudopisolithique meuble, constitué de « pisolithes » de 5 mm en moyenne, dont l'origine continentale est certaine (1), le tout noyé dans une formation résiduelle plus ou moins argileuse.

— Un niveau de transition où voisinent pêle-mêle pseudopisolithes et fragments de plaquettes.

(1) Voir : *Contribution à l'étude des minéralisations du Bassin de Franceville*, par BOUMA Maurice. (Thèse de 3^e cycle présentée devant la Faculté des Sciences de Lille - Janvier 1970).

— Un niveau à plaques et plaquettes formé de fragments massifs et de plaques et plaquettes.

— Une couche de base, constituée par un minerai finement lité avec, localement, des amas de minerai en « polypier ». Cette couche de base est séparée des schistes du mur par un ruban de manganite de 2 à 5 cm d'épaisseur.

Sur les bords des plateaux se rencontre une véritable cuirasse manganésifère cimentant la plupart des niveaux de la formation.

Principaux faciès et leur origine.

Le niveau « pisolithique ».

Il est constitué de concrétions en forme de pisolithes, meubles, noyés dans une formation résiduelle plus ou moins argileuse.

Ils comprennent au centre, un nucleus fait, soit d'un fragment de plaquettes manganésifères, soit d'un fragment de pisolithes, et autour, des enveloppes d'hydroxydes variés (Fer, Aluminium, etc.) à contours plus ou moins sinueux (Pl. III, fig. 1, 2 et 3).

Lorsqu'on sait que les pisolithes proprement dits sont constitués d'enveloppes concentriques, régulières, on est amené à attribuer à la formation qui nous intéresse une autre origine que celle des pisolithes proprement dits.

La forme de ces enveloppes plus ou moins sinueuse et aussi leur composition (hydroxydes de fer et aluminium) semblent indiquer une origine continentale de cette formation, que j'appellerai pour cette raison pseudopisolithique, pour la distinguer des véritables formations pisolithiques qui, elles, se forment en milieu liquide, avec un nucleus qui peut être de nature très variable.

Il semble, dès lors, qu'à la suite de la dislocation du minerai et sa fragmentation en éléments de taille variée, une attaque intense s'exerce sur ces différents fragments, libérant de grandes quantités de Manganèse, de Fer et d'Aluminium.

Le Manganèse, plus mobile, va être entraîné en profondeur, tandis que le Fer et l'Aluminium, plus oxydables, précipitent autour des petits fragments de minerai résultant du démantèlement de la formation.

Il s'agit donc bien de concrétions formées sur place, en milieu continental. Mais ce milieu devait

être doté d'une certaine plasticité pour permettre la fragmentation de certaines concrétions formées et la reprise du concrétionnement autour de leurs débris.

Le niveau à plaquettes.

L'examen de cette formation révèle l'existence de deux sortes de plaquettes :

— les unes, litées, feuilletées, semblent être les restes du minerai originel.

— Les autres sont constituées d'une minéralisation fibreuse avec les éléments fibreux verticaux.

Ce second faciès semble résulter de la cristallisation du manganèse dans les espaces de décollement des diverses couches de la formation, à la suite de l'effondrement évoqué plus haut.

Ce phénomène se rencontre du reste (bien qu'à une échelle plus réduite) dans les espaces de décollement des schistes du mur.

Le ruban de manganite de base.

Au contact des schistes, on rencontre un mince ruban de manganite (2 à 5 cm) en discordance sur ces schistes.

Cette discordance a conduit un certain nombre d'auteurs à conclure à une véritable discordance sédimentaire « dont le contact franc n'avait rien à voir avec ce que serait la base d'un profil latéritique ».

Or, l'étude d'un grand nombre d'échantillons de cette zone m'a permis de constater que nous n'étions pas en présence d'une discordance sédimentaire, car la fine stratification des schistes sous-jacents se poursuivait de façon très nette dans le ruban de manganite, préservée jusque dans ses moindres détails (Pl. III, fig. 4 et 5).

Certains échantillons présentent même des lignes, parallèles au contact actuel entre les schistes et le minerai, recoupées obliquement par les lignes stratification qui prolongent celles des schistes. En un mot, ces lignes sont la réplique de l'actuel contact schistes/minerai, dont elles constituent une image « fossile » (Pl. III, fig. 6).

Il y a donc eu imprégnation des schistes par les eaux descendantes chargées de manganèse, puis transformation progressive de ces schistes en manganite. De cette transformation chimico-minéralogique, il ne subsiste que quelques grains de

quartz et des fantômes de minéraux phylliteux, alignés parallèlement aux lits de stratification.

La cuirasse manganésifère.

Dans les zones déprimées des plateaux manganésifères, se rencontre une véritable cuirasse, cimentant certains horizons du gisement (pseudopisolithes inclus).

Ce cuirassement semble être la conséquence des mouvements, des fluctuations du niveau hydrostatique.

En effet, pendant les saisons de pluies, le niveau de la nappe phréatique s'élève dès que la quantité d'eau absorbée par les sédiments excède la quantité qui en part.

Pendant ce temps, les solutions relativement concentrées en élément manganèse agissent sur les formations imbibées et y déposent leur manganèse.

Conclusions.

Les divers faciès du minéral de Moanda sont par conséquent le résultat de la profonde altération du gisement et aussi des mouvements de l'eau dans ce dernier.

L'existence, dans les cavités géodiques des schistes, de belles cristallisations de pyrolusite, manganite et rhodocrosite, est une preuve de la migration du manganèse, depuis les zones supérieures jusque dans les parties les plus profondes du gisement. Mais ce manganèse a eu dans ses migrations un sort varié.

Si une partie a, par migration verticale, contribué à la formation du ruban de manganite de base, une partie non moins importante a donné naissance, par migration latérale et en liaison avec les fluctuations du niveau hydrostatique, à la cuirasse manganésifère que l'on rencontre sur les bords des plateaux.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

Remarque. — Les différentes figures illustrant cette planche — à l'exception de la figure 4, qui est de grandeur nature — ont été prises au microscope à réflexion (Nachet) et en lumière polarisée (non analysée).

Le grossissement est de 56 pour les figures 1 et 2, et de 104 pour les figures 3, 5 et 6.

FIG. 1, 2, 3. — Structure des « pisolithes ».

Autour d'un centre, uni' ou plurinucléé (let 2), on reconnaît les différentes enveloppes (hydroxydes de fer et d'aluminium) à contours sinueux.

FIG. 4. — Echantillon de base poli montrant le contact schistes/minéral.

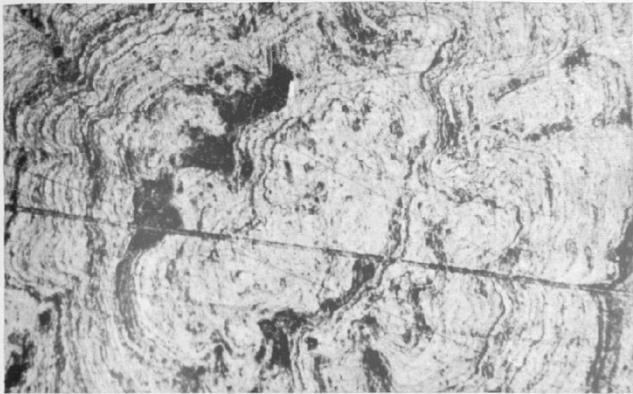
On y voit de façon très nette que la fine stratification des schistes (en bas) se trouve conservée avec tous ses détails dans la partie minéralisée (au-dessus).

FIG. 5. — Détail du contact schistes/minéral.

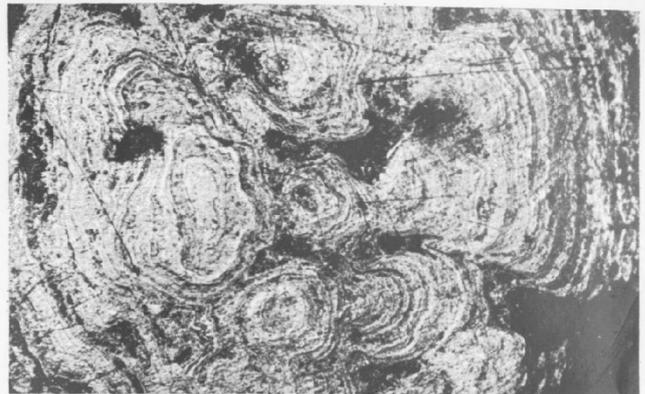
Ce contact, souligné par une cassure, croise une ligne, en relief dans la partie minéralisée, qui prolonge un interlit de schistes (coin droit en bas : partie plus claire).

FIG. 6. — Vue prise un demi-centimètre au-dessus de la figure 5 dans la partie minéralisée. On y retrouve conservée la réplique exacte du contact schistes/minéral évoqué ci-dessus.

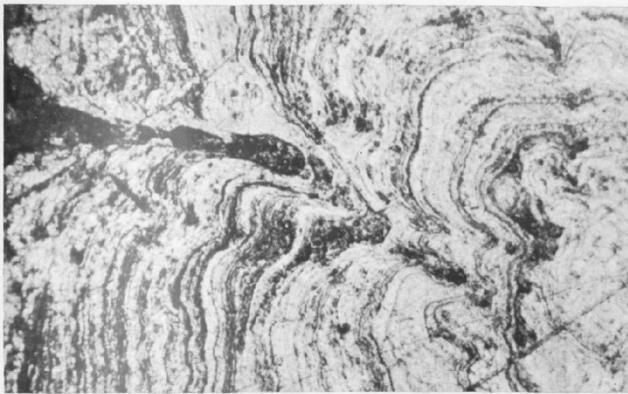
—————«»—————



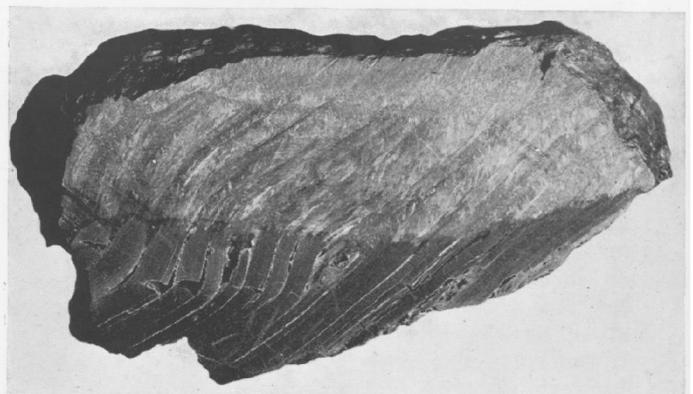
1



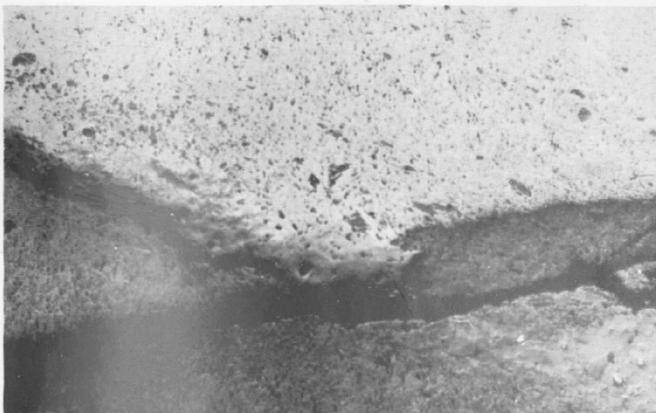
2



3



4



5



6

Découverte d'un Euryptéridé (*Erieopterus brewsteri* H. Woodward) dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne)

par J. PAQUET et G. WATERLOT
(Planche IV)

Sommaire. — Une espèce rare d'Euryptéridé vient d'être découverte dans l'arkose d'Haybes; on peut la comparer au céphalo-thorax provenant du Gédinnien de Vimy et appartenant à cette même espèce dont le type (exemplaire unique) provient de l'Old Red Sandstone d'Ecosse.

Voilà un demi-siècle que le synchronisme a été établi entre le Downtonien britannique, les couches siluro-dévonienne de l'Artois (arkose de Bois-Bernard, schistes de Méricourt, schistes et psammites de Liévin) et l'ensemble de l'arkose d'Haybes et des schistes de Mondrepuis, du Gédinnien inférieur de l'Ardenne (Gosselet J., Barrois C. et autres, 1912, 1920). La similitude de la faune n'admet pas d'autre conclusion. Toutefois, parmi les nombreuses espèces qui ont été décrites, on peut remarquer que les Mérostomes, et en particulier les Euryptéridés, ne sont guère fréquents. Ceux-ci sont bien connus dans le Downtonien britannique (H. Woodward, 1864 et 1866, 1878). Par contre, dans les couches similaires du Siluro-Dévonien de Liévin, leurs restes ont d'abord tardé à être connus et n'étaient représentés que par deux petits fragments d'anneaux provenant des schistes de Méricourt, à faune marine, du Gédinnien inférieur de l'Artois (Gosselet J., Barrois C., Leriche M. et autres, 1912-1920). Plus récemment, des restes nettement plus importants ont été décrits, provenant des assises des schistes et psammites de Liévin, d'une part, et des schistes et grès bigarrés de Pernes-en-Artois, d'autre part. (G. Waterlot, 1966). Parmi eux, étaient signalés de nombreux fragments du *Pterygotus anglicus* AGASSIZ 1844, et deux céphalo-thorax d'Euryptéridés: *Erieopterus brewsteri* WOODWARD 1864 et *Erieopterus microphthalmus eriensis* WHITFIELD 1882.

En Ardenne, malgré l'importante liste des fossiles rencontrés dans les séries britannique, artésienne et ardennaise, aucun représentant des Méro-

stomes n'était encore connu jusqu'en 1959, date à laquelle furent découverts un fragment de segment et un autre de patte ambulatoire de *Pterygotus*, associés à la *Lingula minima* Sow. des grès de Downton et du niveau des schistes et psammites de Liévin, en Artois (G. Waterlot, 1959). Très récemment, au cours d'une excursion géologique organisée par le laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille, en Ardenne, l'un de nous (J. P.), en exploitant l'une des lentilles de schistes noirs intercalées dans les bancs d'arkose d'Haybes (Carrière de Fépin, rive gauche de la Meuse) eut la chance d'y découvrir deux petits Euryptéridés qui sont d'autant plus intéressants que l'espèce à laquelle ils appartiennent est connue, elle aussi, dans les passage-beds (Downtonien) et l'Old Red Sandstone de Grande-Bretagne. C'est pourquoi nous avons pensé qu'il était intéressant d'en donner ici la description :

Famille EURYPTERIDAE BURMEISTER 1845

Genre *ERIEOPTERUS* KJELLESWIG-WAERING
1958

Erieopterus brewsteri (H. WOODWARD) 1864
Pl. IV

1864. *Eurypterus brewsteri* H. WOODWARD (*Geol. Mag.*, t. 1, p. 200, Pl. 10, fig. 3).
1871. *Eurypterus brodiei* H. WOODWARD (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, t. 27, p. 261, fig. 1).
1872. *Eurypterus brewsteri* H. WOODWARD (*Palaeont. Soc.*, p. 151, Pl. 28, fig. 4).

1872. *Eurypterus brodiei* H. WOODWARD (*Palaeont. Soc.*, p. 161, fig. 53).
1958. *Eurieopterus brewsteri* E.N. KJELLESVIG-WAERING (*Journ. Pal.*, t. 31, p. 1111).
1966. *Erieopterus brewsteri* G. WATERLOT (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 14, p. 16, Pl. 5, fig. 4-5).

Le genre *Erieopterus* est caractérisé par un corps généralement petit, long d'environ 6 à 15 cm et large de 2 à 5 cm mais pouvant n'atteindre que 3 cm de longueur et même moins dans les formes jeunes. Le céphalo-thorax est arrondi à l'avant, pratiquement semi-circulaire, aussi large que le pré-abdomen ; les yeux composés sont situés au tiers antérieur de la face dorsale, éloignés entre eux d'une distance assez semblable à celle qui les sépare des bords latéraux de la carapace ; ils sont de petite taille, assez proéminents mais peu volumineux, réniformes avec concavités se faisant face. Le corps est allongé, régulièrement fusiforme, comprenant 12 segments et terminé par un telson effilé. Le céphalo-thorax et les segments abdominaux ne comportent aucune ornementation.

Les deux exemplaires recueillis dans l'arkose d'Haybes présentent les caractères de l'espèce *Er. brewsteri* à laquelle nous les rapportons. Ils sont de taille différente, l'un d'eux ayant environ des dimensions doubles de l'autre.

Le plus grand échantillon présente un céphalo-thorax large de 14 mm et long de 9 mm, soit les 2/3 de la largeur, non ornémenté et comportant deux yeux composés très petits, assez difficiles à distinguer à cause de l'état de conservation du schiste qui a tendance à s'effriter. Ces yeux n'ont qu'un

millimètre de hauteur et sont situés à 3 mm du bord latéral et du bord antérieur du céphalo-thorax, ils sont séparés entre eux par une distance de 6 mm environ mais pouvaient être plus voisins l'un de l'autre d'après le seul œil composé qu'il est possible de distinguer sur le plus petit échantillon. Leur forme précise reste assez floue à cause de la rugosité du schiste. La paire d'ocelles médians punctiformes, à position centrale, n'est pas décelable. Le premier segment préabdominal est très étroit mais les quatre suivants sont plus importants avec une largeur de 14 mm et une longueur de 2 mm en moyenne. Le reste de l'abdomen (derniers segments préabdominaux, segments postabdominaux et telson) n'est pas conservé.

Le plus petit échantillon montre un corps paraissant bien effilé. Le céphalo-thorax est large de 9 mm et haut de 5 mm. Comme le précédent, il ne comporte aucune ornementation et présente la forme semi-circulaire. Quatre segments préabdominaux sont visibles et un cinquième semble à peu près bien conservé ; ils sont relativement plus trapus que sur l'autre exemplaire ; leur largeur s'amincit graduellement en s'écartant davantage du céphalo-thorax. Le reste de l'abdomen n'est pas conservé mais paraît bien avoir laissé une certaine empreinte sur le schiste qui décele ainsi un aspect assez flou du postabdomen et du telson long et styliforme, tout à fait semblable l'abdomen de l'"*Eurypterus brodiei*" (= *Erieopterus brewsteri*). Cet exemplaire, plus petit que le précédent, peut représenter une forme plus jeune ou encore être un aspect d'un dimorphisme sexuel possible.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES.

Les deux spécimens d'Haybes du Gédinnien inférieur présentent bien les caractères du type de l'espèce (H. Woodward, 1864) de l'Old Red Sandstone de Kelly Den, près d'Arbroath (Ecosse), dont on ne connaît que le céphalo-thorax et une fraction du premier segment préabdominal : forme et dimensions relatives de la carapace, position et dimension des yeux, absence d'ornementation, etc., le type de l'espèce ayant toutefois une taille presque double du plus grand spécimen d'Haybes.

Ils ressemblent également à *Erieopterus brewsteri* des schistes et grès bigarrés de Pernes-en-Artois (Gédinnien supérieur du puits n° 1 de Vimy) pour des raisons analogues, bien que celui-ci appartienne également à un individu un peu plus corpulent (G. Waterlot, 1966).

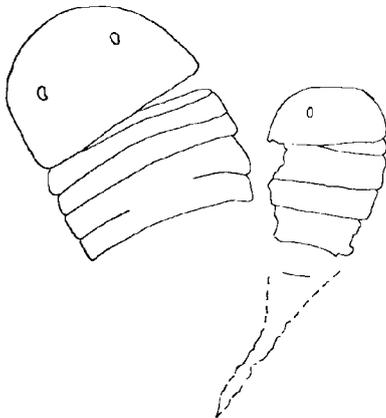


FIG. 1. — *Eurieopterus brewsteri* H. WOODWARD, de l'arkose d'Haybes (carrière de Fépin). Croquis pris sur la photographie. Pl. IV, fig. 2.

Ainsi que le rapprochement a déjà été proposé (L. Störmer, 1934, p. 19) l'*Eurypterus brodiei* (H. Woodward 1871 et 1872), des passage-beds (Downtonian) de Purton, près Stoke Edith, du Herefordshire, paraît bien devoir être confondu avec l'*Erieopterus brewsteri* H. Woodward 1864, dont il possède les mêmes caractères : petite taille du céphalo-thorax (largeur de 18 mm, hauteur de 8 mm) avec contour semi-circulaire, yeux composés très petits, disposés à 4 mm du bord latéral et à 3,5 mm du bord antérieur, avec une distance entre eux de 5 mm environ.

Les échantillons d'Haybes peuvent être comparés également à une espèce très voisine, l'*Eurypterus microphthalmus* HALL du Manlius limestone de New-York et Ohio (sommet du Silurien supérieur) pour lequel la ressemblance avec l'*Erieopterus brewsteri* a déjà fait précédemment l'objet de remarques très judicieuses (Clarke et Ruedemann, 1912, p. 195, Pl. 20, fig. 2 à 10) ; on remarque, en effet, toute une série de caractères communs : céphalo-thorax de petite taille (22 mm de largeur et 15,5 mm de longueur, soit approximativement les 2/3 de la largeur), avec contour semi-elliptique approchant fortement de la forme semi-circulaire ; petite taille et position approximative des yeux ; préabdomen court, le telson restant toutefois inconnu chez *E. microphthalmus*. Toutefois, une différence sensible réside chez ce dernier dans la position des yeux un peu plus rapprochés du centre et dans leur dimension légè-

rement plus forte, leur longueur atteignant 2,5 mm. Quoi qu'il en soit, il s'agit là d'une espèce très voisine dont une variété a été signalée également dans les schistes et grès bigarrés de Pernes-en-Artois (Gédinnien supérieur de Vimy).

Enfin, un dernier rapprochement peut être effectué en comparant les formes d'Haybes à l'*Eurypterus pygmaeus* SALTER des grès downtoniens de Kington (H. Woodward, 1866-1878, p. 144, Pl. 28, fig. 5-7) où l'espèce est associée à *Lingula* cf. *minima* et à des traces de *Pterygotus*. Il s'agit là d'une petite forme, large de 12 à 13 mm, terminée par un telson styliforme ; la position des yeux est semblable dans les deux espèces. Toutefois, chez l'*E. pygmaeus*, les yeux sont un peu plus volumineux et le céphalo-thorax est plus long (largeur : 12 mm, longueur : 10 mm) avec un bord postérieur ondulé et non rectiligne comme chez l'*Er. brewsteri*.

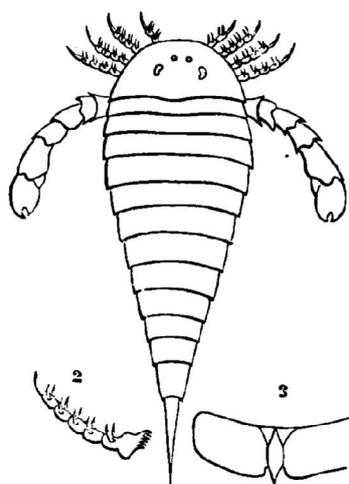
Il est curieux de constater que toutes les formes les plus voisines des échantillons d'Haybes appartiennent toutes aux grès downtoniens ou à l'Old Red Sandstone, comme le type d'*Erieopterus brewsteri*, et que c'est au niveau stratigraphique de ce dernier qu'ont été observés l'exemplaire des schistes et grès gédinniens de Vimy et ceux de l'arkose d'Haybes (Gédinnien inférieur = Downtonian). C'est là un argument supplémentaire confirmant la similitude des faunes démontrée par les travaux antérieurs (Gosselet J., Barrois C. et autres, 1912-1920).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) CLARKE J.M. et RUEDEMANN R. (1912). — The Eurypterida of New-York. *New-York State Mus.*, mém. 14, 1-2.
- 2) GOSSELET J., BARROIS C., LERICHE M., CRÉPIN A., PRUVOST P. et DUBOIS G. (1912-1920). — Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 6.
- 3) NOVOJILOV N.I. (1958). — Mérostomates du Dévonien inférieur et moyen de Sibérie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVIII, p. 243-258, Pl. 12 et 13.
- 4) STÖRMER L. (1933). — Merostomata from the Downtonian Sandstone of Ringerike, Norway. *Vid.-Akad. i Oslo Skr. I.M.N.Kl.*, 1933, n° 10. p. 1-125, Pl. 1 à 12.
- 5) STÖRMER L. (1934). — Downtonian Merostomata from Spitsbergen. *Norske Vid.-Akad. i Oslo I.M.N.Kl.*, 1934, n° 3, p. 1-26, Pl. 1 et 2.
- 6) STÖRMER L. (1936). — Eurypteriden aus dem Rheinischen Unterdevon. *Abh. d. Preuss. Geol. Land. Neue Folge*, Heft 175.
- 7) WATERLOT G. (1953). — Classe des Mérostomes in *Traité de Paléontologie* sous la direction de J. Piveteau, Masson et Cie, Paris, p. 529-554.
- 8) WATERLOT G. (1959). — Sur la présence de *Pterygotus* sp. dans l'arkose d'Haybes à Fépin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIX, p. 87.
- 9) WATERLOT G. (1966). — Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIV, p. 16, Pl. 5, fig. 4-5.
- 10) WOODWARD H. (1864). — *Eurypterus brewsteri* sp. nov. *Geol. Mag.*, vol. 1, p. 200, Pl. 10, fig. 3.
- 11) WOODWARD H. (1866-1878). — Monograph of the British fossil Crustacea belonging to the order Merostomata. *Palaeont. Soc.*, p. 1-262.
- 12) WOODWARD H. (1871). — On a new species *Eurypterus* (*E. brodiei*), from Purton, near Stoke Edith, Herefordshire. *Quart. Journ. Geol. Soc. of London*, t. 27, p. 261-263, fig. 1.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV

- FIG. 1. — *Erieopterus brewsteri* II. WOODWARD, de l'arkose d'Haybes (carrière de Fépin, rive gauche de la Meuse). Gédinnien inférieur. Gr. nat.
- FIG. 2. — Le même. Gr. = 3.
- FIG. 3. — *Erieopterus brewsteri* H. WOODWARD, de l'Old Red Sandstone de Kelly Den, près Arbroath (Ecosse), d'après H. Woodward. *Palaeont. Soc.*, Pl. 28, fig. 4 (photographie du dessin original). Gr. nat.
- FIG. 4. — *Eurypterus brodiei* H. WOODWARD, des passage-beds (Downtonien) de Purton, près Stoke Edith du Herefordshire, d'après H. Woodward, *Palaeont. Soc.*, p. 162, fig. 53 (photographie du dessin original). Gr. nat.
- FIG. 5. — *Eurypterus pygmaeus* SALTER, des grès downtoniens de Kington, d'après H. Woodward, *Palaeont. Soc.*, Pl. 28, fig. 5, 6 et 7 (photographie du dessin original). Gr. nat.



1 x1



5 x1

Eurypterus Brodiei, H. Woodw.
 1.—Outline restored, natural size. Passage-beds from the Uppermost Silurian to the Old Red Sandstone, Perton, near Stoke Edith, Herefordshire.
 2.—Palpus (enlarged).
 3.—Thoracic plate (enlarged).

4 x1



3 x1

Règles à observer dans la Rédaction et la Présentation des Manuscrits ainsi que dans leur correction (*)

Présentation des manuscrits

Les manuscrits (en double exemplaires) rédigés en termes clairs et précis, doivent être remis dactylographiés à double interligne, sans surcharges, ni ratures et entièrement tapés en caractères ordinaires. Ils comportent au total, au maximum 26 pages de 27 lignes composées chacune de 75 caractères (y compris évidemment les illustrations, les interlignes et les blancs pour détacher les titres). Au delà de cette limite, les frais d'impression sont à la charge de l'auteur, sauf avis contraire du Conseil.

1) TITRE.

En tête se trouve le titre suivi du nom de l'auteur avec, en note infrapaginale, le nom et l'adresse complète de l'Institution ou l'Organisme dont cet auteur fait partie.

2) SOMMAIRE.

Puis vient obligatoirement un sommaire concis qui donne les résultats essentiels du travail. Il est limité à 5 % de la longueur de l'article.

Immédiatement en dessous un sommaire de 50 à 200 mots en langue anglaise.

3) TEXTE.

Pour le texte, quelques recommandations :

— L'ensemble du texte est fourni en caractères ordinaires. Seuls les noms destinés à être imprimés en italique doivent être soulignés.

— L'usage de l'italique est presque exclusivement réservé aux noms de fossiles. Le nom spécifique de tout fossile cité (dont l'initiale est en minuscule) doit être suivi du nom de l'auteur qui a créé l'espèce.

— Les noms d'étages prennent une majuscule sauf s'ils sont employés comme adjectifs.

— Les points cardinaux sont indiqués par les symboles N S E et W non suivis de points ; les points intermédiaires sont indiqués par les majuscules juxtaposées sans point, ni tiret (NNE, SSW) ; dans l'indication d'une direction les points extrêmes sont séparés par un tiret (N-NE, NW-SE).

— Rappelons en ce qui concerne les nombres qu'aucun point ne sépare les tranches de 3 chiffres et que dans l'écriture d'un nombre comportant des décimales, on place la virgule immédiatement entre la partie entière et la partie décimale.

— Les symboles des unités s'écrivent sans point et ne prennent pas la marque du pluriel ; parmi les symboles le plus fréquemment utilisés : mm (millimètre), cm (centimètre), dm (décimètre), m (mètre), km (kilomètre), l (litre), g (gramme), kg (kilogramme), m/s (mètre seconde), μ (micron), mn (minute).

— Par contre, les mots abrégés sont suivis d'un point (s. l. = sensu lato, s. str. = sensu stricto. fig. = figure, p. = page, M. = Monsieur).

— En ce qui concerne les notes infrapaginales, elles sont numérotées par ordre d'apparition dans le texte.

— Références bibliographiques.

L'ensemble des références bibliographiques constitue la liste bibliographique qui fait immédiatement suite au texte. Ces références qui seront numérotées alphabétiquement donneront dans l'ordre :

Numéro d'ordre, nom de l'auteur et initiale du prénom, année de parution entre parenthèses, titre complet de l'article. Indications bibliographiques, c'est-à-dire titre du périodique, tomaiison (avec t. = tome ou vol. = volume, suivi éventuellement de fasc. = fascicule), pages (pp. début et fin), planches et figures.

Exemple : 14) LUTZ J. (1933). — Zur Culmflora von Geigen. *Palaeontographica*, vol. LXXVIII, fasc. B, pp. 114-157, Pl. XV-XIX, fig. 8-15.

Dans le texte, il suffira donc d'indiquer les rappels numériques et non plus l'ensemble des noms d'auteurs avec l'année de la publication.

(*) Ces règles ont été adoptées lors de la séance du Conseil de la S.G.N. du 7 Février 1968.

4) ILLUSTRATIONS.

a) *Planches photographiques.*

Les planches photographiques ont une justification maximum de 160 x 215 mm (cadre intérieur). Elles seront numérotées au crayon puisque l'on numérote simultanément l'ensemble des planches photographiques d'un même fascicule. Par contre toutes les indications à l'intérieur du cadre doivent être parfaitement faites car la S.G.N. n'utilise plus que le procédé simili. Autant que possible, les photographies qui composent une planche sont numérotées en chiffres arabes en haut et à gauche tandis que le grossissement est indiqué en bas à droite.

Il est préférable, afin d'obtenir une meilleure reproduction, de fournir des maquettes confectionnées avec des photographies tirées sur papier mat.

b) *Figures dans le texte.*

Les dessins au trait doivent être fournis à l'encre de Chine sur papier bristol ou calque blanc, éventuellement plus grands que les figures définitives (tenant compte alors, pour la grosseur du trait, de la réduction adoptée qui ne doit pas être supérieure à 1/2).

Les figures qui constitueront une page complète ne doivent pas dépasser la justification : 160 x 200 mm (soit rapport $1/L = 4/5$), celles qui n'occuperont pas toute la surface auront une largeur de 80 ou 160 mm.

Les croquis doivent comporter une échelle graphique ainsi qu'un tableau des figurés avec numéros de rappel, mais aucune indication de légende ni de numérotation.

c) *Explication des planches et figures.*

Ces légendes doivent être fournies avec le texte.

— L'explication des planches suit la liste bibliographique. Elle comporte l'ensemble des explications succinctes de chaque figure (Fig. 1. —).

— L'ensemble des légendes de figures sera dactylographié sur une même page et non fourni sous forme de feuillets isolés pour chacune des figures. Lors de l'impression, chaque explication est par la suite remise sous les figures correspondantes.

Correction des manuscrits

Les auteurs reçoivent une épreuve de leurs communications, accompagnée de leur manuscrit ainsi que d'un bon à tirer. Aucune correction importante du texte de la part de l'auteur ne peut être envisagée alors. L'ensemble (épreuve corrigée, manuscrit et bon à tirer) doit être renvoyé au Délégué aux publications avant la date limite fixée par ce dernier sur le bon à tirer, faute de quoi les épreuves seront considérées comme acceptées par les auteurs et seules les principales corrections seront faites au Secrétariat.

Tirés à part

Quand une communication comporte des planches, il est indispensable de connaître le nombre de tirés à part désirés au moment même du dépôt des documents. Celui-ci sera donc à indiquer obligatoirement en titre du manuscrit.

Quand il n'y a pas de planches, il suffit d'envoyer le bon de commande de tirés à part en même temps que les épreuves corrigées.

— « » —

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XC

1970

2^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1970 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. GANTOIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Vice-Présidents</i>	M. A. BEUGNIES M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. J. PAQUET
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. LAVEINE
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. S. LOBOZIAK
<i>Conseillers</i>	M. A. BONTE M ^{me} S. DEFRETIN M. A. DALINVAL M. Ch. DELATTRE M. J. PROUVOST M. J. DERCOURT

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D
publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59 Lille-Gare
Tél. 52.14.20 ou 52.02.10 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 15 AVRIL 1970

PRÉSIDENCE DE M. J. GANTOIS, PRÉSIDENT

En ouvrant la séance, M. J. GANTOIS donne la parole à M. GÉHU, qui présente à l'Assemblée le groupement de protection de la nature dans le Nord de la France, annonce pour les 30 et 31 mai 1970 un Colloque sur l'Etude du milieu littoral et demande la participation de la Société Géologique du Nord.

Communications orales

P. DOLLÉ, A.F. DE LAPPARENT et Ch. MONTENAT. — Sur une dalle à empreintes de pas lacertoïdes du Houiller du Bassin du Nord-Pas-de-Calais.

F. LETHIERS. — Quelques Ostracodes frasniens du Bas-Boulonnais (France).

Communication écrite

H. et G. TERMIER. — Le genre *Spyridiophora* (Brachiopodes Productoïdes) dans le Permien asiatique.

SEANCE ORDINAIRE DU 13 MAI 1970

PRÉSIDENCE DE M. J. GANTOIS, PRÉSIDENT

M. J. GANTOIS fait d'abord procéder à l'élection de nouveaux membres. Sont donc élus :
M. Claude GUERNET, Laboratoire de Géologie 1, Tour 15, 4^e étage, Quai Saint-Bernard, Paris, présenté par MM. B. Clément et J.J. Fleury.
M^{me} LAHOUSSE, Rédactrice à l'E.D.F., 70, rue du 8 Mai 1945, 59-Mons-en-Barœul, présentée par MM. J. Paquet et J. Gantois.

Le Président présente ensuite aux Membres de la Société le 3^e fascicule 1969, en se réjouissant de la rapidité de cette publication et en espérant que la remise immédiate des manuscrits permette encore de diminuer le délai d'impression.

Puis il exprime le plaisir de recevoir à Lille M. l'Abbé DE LAPPARENT auquel il donne la parole.

Communication orale

A.F. DE LAPPARENT et J. BLAISE. — La structure annulaire granitique de Suf-Kajiran (Afghanistan central).

Communication écrite

H. et G. TERMIER. — Ammonoïdes de l'Artinskien (= Zygarien) dans la montagne de Bamyan (Afghanistan).

—————«»—————

Le genre *Spyridiophora* (Brachiopodes Productoïdes) dans le Permien asiatique

par Henri TERMIER (*) et Geneviève TERMIER (**)

(Planche V)

Sommaire. — *Spyridiophora*, décrit dans le Texas, où ses espèces vont du Virgilien au Léonardien, a été identifié dans le Sud de l'Asie, où il est connu pendant tout le Permien. Nous faisons connaître trois nouvelles formes de ce genre dans le Djoulfien inférieur du Cambodge, où il est abondant. Le myosquelette très particulier de la brachiale, ou spyridium, caractéristique de *Spyridiophora* est un élément particulièrement discriminant pour la détermination des espèces. Les formes décrites naguère en Asie sous le nom de *Productus gratiosus* doivent être aujourd'hui réparties entre les genres *Marginifera* et *Spyridiophora*.

Généralités.

Le genre *Spyridiophora* a été créé en 1955 par Cooper et Stehli pour une espèce du Wolfcampien des Glass Mountains (Texas), *Spyridiophora distincta*. Ce genre est composé de petites formes transverses dont la valve pédonculaire présente des oreillettes très distinctes et en gouttières. Elle offre un sinus assez accentué et elle est ornée de grosses côtes qui se bifurquent. La partie viscérale de cette valve, ainsi que la valve brachiale sont fortement treillisées par des lames d'accroissement qui produisent sur les côtes des tubercules ou des écailles épineuses, très caractéristiques. A l'intérieur de la valve pédonculaire, des crêtes longues et aiguës séparent les oreillettes de la zone viscérale. Bien que la pédonculaire soit très creuse et même enroulée sur elle-même, la valve brachiale est presque plane, au moins dans sa région viscérale, laissant une place inusitée aux parties molles.

En 1960, *Spyridiophora* a été choisi pour type d'une famille de *Spyridiophoridae* par Muir-Wood et Cooper. Le caractère justifiant cette création est la présence d'un organe spécial, le *spyridium*, appendice de la valve brachiale en forme de corbeille double dans laquelle s'insèrent les adducteurs. Le processus cardinal est bilobé, pourvu d'un alvéole développé.

(*) Professeur honoraire à la Faculté des Sciences de Paris.

(**) Maître de Recherche au C.N.R.S.

Les *Spyridiophoridés* ont été placés par leurs auteurs dans les *Strophalosiacés* comme descendant d'*Aulostégidés* par perte de l'interaréa. Cependant, ce genre n'est pas fixé par sa valve pédonculaire ; d'autre part, la crête isolant la zone viscérale des oreillettes nous semble les rapprocher des *Marginiféridés*, qui sont des *Productacés*.

Répartition.

En Amérique du Nord où il a été décrit, *Spyridiophora* est connu au Texas depuis le Virgilien (Gaptank) jusqu'au Léonardien (Artinskien).

Ses auteurs ont signalé son existence probable en Chine et dans les Alpes Carniques.

Dans les matériaux recueillis en 1930 et 1932 au Cambodge par J. Gubler, nous avons pu mettre en évidence plusieurs espèces de ce genre, bien caractérisées par leur ornementation et leur spyridium. En règle générale, *Spyridiophora* s'y présente sous deux formes, tenant en partie leurs différences de leur état de conservation. Les échantillons complets, rares et fragiles, possèdent de très larges oreillettes ornées de grandes épines et de lamelles d'accroissement sans aucun treillisage, ce qui leur donne l'apparence de pièces rapportées. Une zone de déhiscence se situe au niveau des crêtes latérales présentes à l'intérieur de la valve pédonculaire et le long desquelles la chute des oreillettes laisse un bord net que l'on peut facilement prendre

pour celui d'une coquille intacte. La coquille mutilée, dont l'ornementation est au contraire très accentuée, a souvent reçu, en Extrême-Orient, le nom de "*Productus gratiosus*". C'est le cas par exemple des individus figurés par Mansuy (1913) et par Broili (1916). Cette "espèce" a été signalée dans les Alpes Carniques, le Darwas, la Salt Range, la Chine méridionale et à Timor.

Les individus du Cambodge décrits et figurés par Mansuy proviennent des calcaires siliceux à *Spirifer fritschii* et *Lyttonia nobilis* de Sisophon. Ces calcaires appartiennent, d'après Tran-Thi Chi-Thuan, à la zone à *Yabeina*, c'est-à-dire au Djouffien. C'est d'eux en général que proviennent les exemplaires récoltés par J. Gubler et que nous avons étudiés : Phnom Totung (Battambang) (1930), sommet du Phnom Takream (1932), Phnom Anseh (1930, 1932), Phnom Skot Kak (12-XI-1932). Ces deux derniers gisements seraient du Djouffien supérieur, postérieurs à la zone à *Yabeina*.

D'un autre côté, Tran-Thi Chi-Thuan cite "*Productus gratiosus*" dans le Carbonifère supérieur du Laos et le Koungourien-Kazanien du Cambodge. Notons que "*Dictyoclostus gratiosus*" est cité dans la partie supérieure des couches du Changhsing (Djouffien) du Sud de la Chine.

Reprenant les divers exemples du Cambodge, on est amené à distinguer plusieurs espèces qui souvent coexistent. Sans doute s'agit-il ici d'un centre de spéciation.

Description des espèces.

Spyridiophora ? timorensis nov. sp.

(Pl. V, fig. 1, texte-fig. 1-2)

Productus gratiosus BROILI (non WAAGEN) 1916, p. 12, Pl. CXVI (2), fig. 4-5 ; 7-13.

Cette variété, de petite taille, possède un très profond sillon divisant la valve pédonculaire en deux parties symétriques. A ce sillon correspond un pli aigu sur la valve brachiale. En outre, les côtes convergent vers l'avant, paraissant se fusionner le long du plan de symétrie sur les deux valves. Les oreillettes sont courtes et portent un seul rang d'épines sur la valve ventrale. Elles sont bien distinctes également sur la valve brachiale, où elles sont séparées de l'aire viscérale par un sillon accompagnant un changement de pente de la coquille, sillon admettant en outre des fossettes correspondant à des rétroépines. Nous n'avons pu observer les caractères internes de la brachiale, d'où l'incertitude de la détermination générique. Dans la pédonculaire, où les taléoles donnent de petites endospines, l'impression des adducteurs forme une saillie extrêmement forte juste au-dessous du crochet. Le crochet est plus ou moins recourbé, la valve brachiale presque plane ; l'espace viscéral est très large, permettant un grand développement des parties molles.

Cette espèce est bien distincte des deux espèces texanes par sa forme et son ornementation. Elle est connue à Timor dans les couches de Bitauri (= Assélien-Sakmarien) et de Basleo (= Artins-

FIG. 1 à 4. — *Spyridiophora ? timorensis* nov. sp.

- | | |
|--------------------------------------|---|
| 1. - Vue dorsale. Gr. = 3. | 3. - Intérieur d'une valve pédonculaire. Gr. = 4.
de l'insertion des adducteurs. |
| 2. - Vue ventro-antérieure. Gr. = 3. | 4. - Coupe sagittale de la précédente, montrant le profil |

FIG. 5 à 7. — *Spyridiophora tenuicostata* nov. sp. Gr. = 3. Valve pédonculaire.

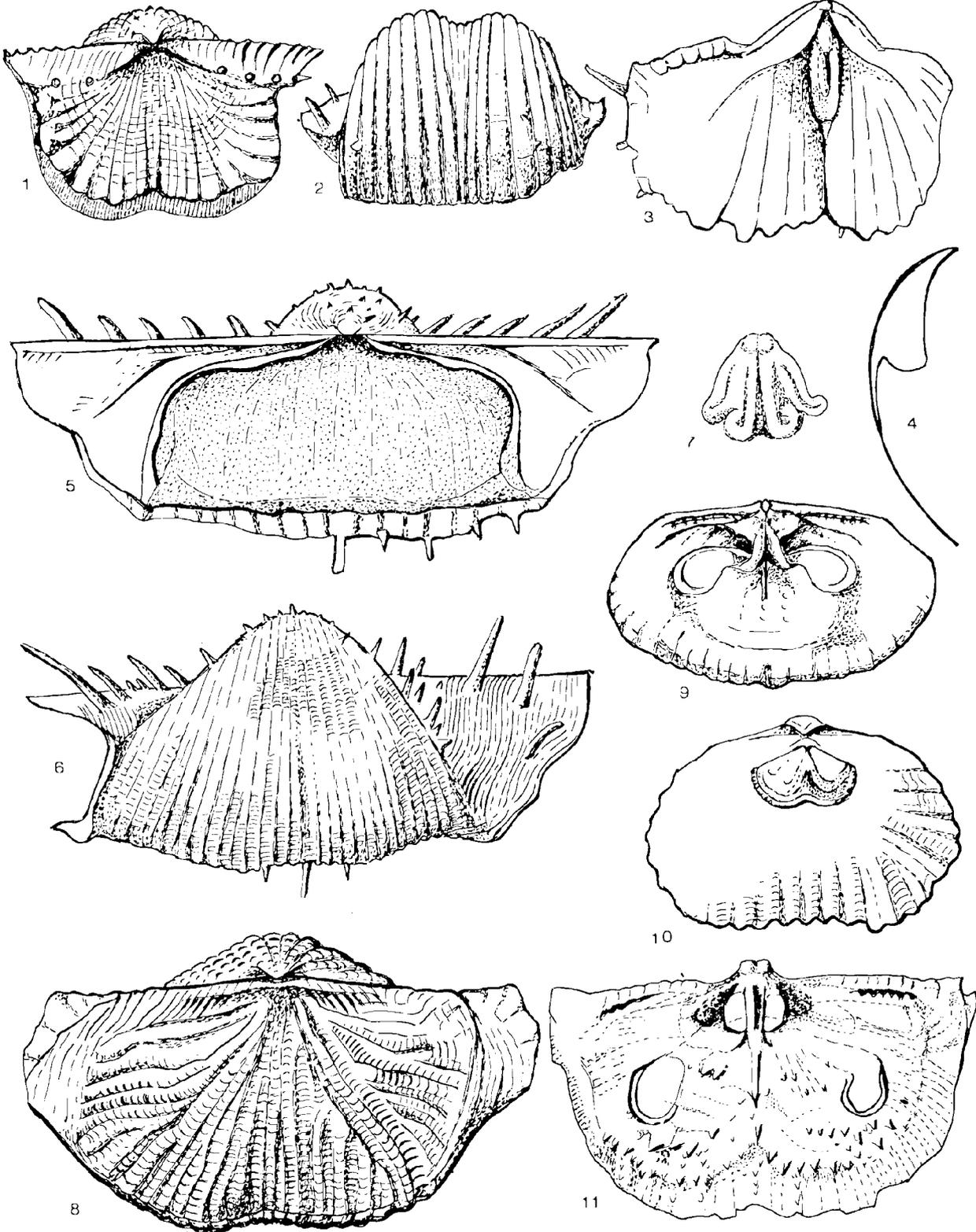
- | | |
|----------------------|--|
| 5. - Vue interne. | 7. - Dessin des impressions des adducteurs dans la région
du crochet. |
| 6. - Vue extérieure. | |

FIG. 8 à 10. — *Spyridiophora gubleri* nov. sp. Gr. = 3.

- | | |
|---------------------------------|--|
| 8. - Vue dorsale. | 10. - Intérieur montrant la face dorsale du spyridium. |
| 9. - Intérieur de la brachiale. | |

FIG. 11. — *Marginifera gratiosa* (WAAGEN). Gr. = 4. Intérieur de la valve brachiale.

Tous ces dessins ont été exécutés d'après des exemplaires provenant du Djouffien de la région de Sisophon (Cambodge).



kien). Au Cambodge, J. Gubler l'a recueillie au sommet du Phnom Takream, dans le Djoulfien. Elle ressemble un peu à *Marginifera gratiosa* (WAAGEN) mais, dans cette espèce, la brachiale est très creuse, presque accolée à la pédonculaire ; il n'y a pas de spyridium mais une disposition typique de *Marginifera*, les impressions musculaires étant lisses et portées par une plate-forme très saillante ; enfin son ornementation est moins grossière que dans *Spyridiophora*.

Spyridiophora tenuicostata nov. sp.

(Pl. V, fig. 2-3, texte-fig. 3-5)

Cette espèce à côtes fines est celle qui conserve le plus souvent ses oreillettes, lesquelles ne sont ornées que de fines lamelles d'accroissement. Le sillon marquant le plan de symétrie est assez peu accentué. Le treillisage des côtes est fin. Des épines se rencontrent sur la partie postérieure des oreillettes et à leur limite avec la zone viscérale, ainsi que sur les côtes où elles sont éparses. On observe exceptionnellement une épine tubulaire arquée à la limite de la région viscérale et de la chape.

Nous n'avons pu observer tous les caractères internes de la valve brachiale, mais des sections nous ont montré qu'un spyridium en double cornet y est présent. Immédiatement au-dessous du crochet d'une valve pédonculaire, l'empreinte des muscles adducteurs forme une petite masse laissant voir quatre faisceaux allongés et recourbés, rassemblés deux à deux (fig. 7). En outre, on y distingue parfaitement les crêtes latérales qui enserrèrent l'espace viscéral jusqu'à la naissance de la chape.

La forme générale de cette espèce et la distribution des épines sur la valve pédonculaire rappellent *Spyridiophora distincta* COOPER et STEHLI (1955, p. 473, Pl. LIV). Mais son ornementation beaucoup plus fine ne permet aucune confusion.

Djoulfien supérieur du Cambodge : Phnom Anseh, Phnom Skot Kak.

Spyridiophora gubleri nov. sp.

(Pl. V, fig. 4-6, texte-fig. 6-9)

Productus gratiosus MANSUY 1913, p. 115, Pl. XIII, fig. 1
Productus gratiosus TRAN-THI CHI-THUAN 1961, p. 276,
Pl. V, fig. 8-9.

Dans cette espèce la costulation est forte, la forme transverse, avec des oreillettes assez courtes,

le sinus marqué sans être trop accentué. On pourrait considérer ces caractères comme intermédiaires entre ceux de *Spyr. tenuicostata* et ceux de *Spyr. ? timorensis*, d'autant plus que l'ornementation de la brachiale montre une division en secteurs rappelant encore *Spyr. ? timorensis* : un secteur médian dont les côtes s'écartent peu du plan de symétrie et deux secteurs latéraux où les côtes sont flabellées, cette disposition recoupant celle du secteur médian. Les côtes naissent à une certaine distance du bord cardinal et disparaissent au niveau des oreillettes.

L'intérieur de la valve brachiale nous est connu dans deux individus. Le spyridium, c'est-à-dire la plate-forme supportant l'insertion des muscles adducteurs, y est composé de deux lames symétriques par rapport à un sillon médian, lequel se transforme vers l'avant en un court septum médian. Ces lames se présentent en fait comme formant, avec un plancher reposant directement sur la valve brachiale, des sortes de cornets très creux. Deux autres exemplaires nous permettent d'observer la jonction du spyridium avec une structure homologue de la valve pédonculaire, c'est-à-dire que les insertions des adducteurs dans les deux valves sont approximativement superposables et d'ailleurs très petites. Le processus cardinal est réduit, peu saillant, formant deux blocs. Les insertions brachiales partent de l'intérieur du cornet spyridial et les impressions réniformes sont situées dans la moitié postérieure de la coquille.

Spyridiophora gubleri présente des points de comparaison avec les deux espèces texanes par son ornementation treillisée assez fortement sculptée, mais la division de celle-ci en secteurs sur la brachiale est à peine indiquée dans les formes du Texas. Le spyridium est du type de *Spyridiophora reticulata* (King, 1930, p. 89, Pl. XXIII, fig. 3-10 ; Cooper et Stehli, 1955, p. 472, Pl. LIII), c'est-à-dire qu'il reste divisé en deux cornets par un sillon médian allant du processus cardinal jusqu'au septum médian. Dorsalement, cependant, le plancher appartenant à la valve brachiale indique une soudure au niveau du plan de symétrie.

Spyridiophora gubleri provient du Djoulfien supérieur du Phnom Anseh (1930, 1932) ainsi que du Phnom Totung (1930) et du sommet du Phnom Takream (1932), au Cambodge.

Spyridiophora sp.

Un *Spyridiophora*, reconnaissable à son ornementation, a été prélevé par A.F. de Lapparent dans le Murghabien de Wardak-Ginigar (B)

(31-VIII-1969). Il nous est impossible pour le moment de le rapporter à une espèce précise.

L'ornementation est composée de très fortes côtes sur la chape, grossièrement treillissée sur le crochet et la zone viscérale. De longues épines se rencontrent sur les oreillettes et sur la chape.

Comparaison avec *Marginifera gratiosa*

Etant donné la convergence de l'ornementation entre les *Spyridiophora* asiatiques et *Marginifera gratiosa*, il nous a paru intéressant de donner ici les éléments d'une description de cette deuxième forme, en utilisant des exemplaires du Cambodge.

Deux caractères permettent de les bien distinguer : 1) la valve brachiale très creuse, réduisant à l'extrême l'espace viscéral chez *Marginifera*, presque plate, laissant un grand vide viscéral, chez *Spyridiophora* ; 2) l'absence de spyridium, les impressions musculaires étant d'un type tout à fait normal chez les Marginiféridés. On remarquera cependant la forte saillie du myotest des adducteurs.

Marginifera gratiosa WAAGEN

Productus gratiosus WAAGEN 1884, p. 691, Pl. LXXII, fig. 3-7.

Marginifera gratiosa LICHABEW 1936 (3), p. 60, 118, 119.
Marginifera COWPER-REED 1944, p. 98, Pl. XIX, fig. 6-7.

Cette espèce a été décrite des calcaires à *Productus* moyens et supérieurs de la Salt Range. Des exemplaires complets ont été recueillis par J. Gubler dans le Djoulfien du Cambodge, aux lieux-dits Phnom Kombor (19-11-32), Totung et Phnom Anseh (versant ouest). La valve pédonculaire est très creuse, offre un sinus assez accentué et elle est ornée de côtes treillissées par des corrugations assez finement près du crochet. Elle porte des épines haltéroïdes sur le bord cardinal, sur la limite entre la zone viscérale et les oreillettes, enfin sur la zone viscérale et sur la chape. En avant de la chape, quatre épines sont creuses et de diamètre particulièrement large. À l'intérieur de la valve pédonculaire, les crêtes latérales crénelées dépassent largement les oreillettes.

La valve brachiale est très creuse, laissant peu de place aux parties molles. Son ornementation externe est treillissée et elle ne porte aucune épine mais des fossettes à la limite des oreillettes en particulier. Intérieurement, on observe un septum médian devenant en lame de couteau vers l'avant

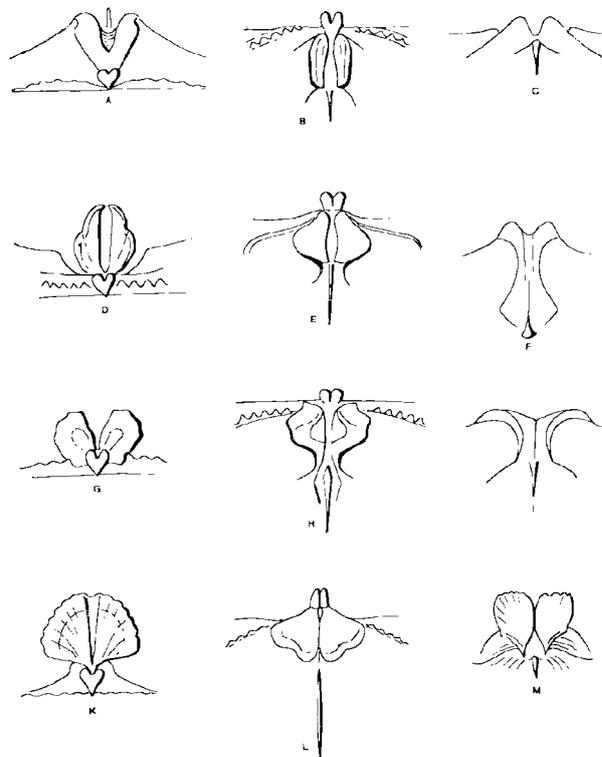


FIG. 12. — Schémas comparés de la région cardinale et du myosquelette de la valve brachiale.

- A, B, C : *Marginifera gratiosa* (WAAGEN).
A, vue postérieure ; B, vue ventrale ; C, vue frontale.
- D, E, F : *Spyridiophora reticulata* (KING).
D, vue postérieure ; E, vue ventrale ; F, vue frontale.
- G, H, I : *Spyridiophora gubleri* TERMIER et TERMIER nov. sp.
G, vue postérieure ; H, vue ventrale ; I, vue frontale.
- K, L, M : *Spyridiophora distincta* COOPER et STEHLI.
K, vue postérieure ; L, vue ventrale ; M, vue frontale.

et une paire d'empreintes d'adducteurs lisses et divergeant en éventail à partir de la base du processus cardinal. Ces empreintes sont portées par un myotest épais, largement saillant. Celui-ci est ventralement bilobé et postérieurement en forme de cœur. Les crêtes latérales sont courtes, atteignant juste les oreillettes, mais elles sont fortement crénelées et longées d'une profonde rainure dans laquelle s'insère la crête de la valve pédonculaire. Les endospines s'allongent à la limite du disque viscéral et de la chape.

Au premier abord, *Marginifera gratiosa* est très proche de *Marginifera typica* : la forme des valves pédonculaires est presque identique, mais ses caractères internes se rapprochent plutôt de ceux d'*Hystriaculina* car la crête marginale est limitée à la zone des oreillettes. Son ornementation est plus accentuée chez *M. typica*.

Une forme d'un peu plus petite taille, également caractérisée par l'absence d'empreintes internes dans la brachiale et par l'étroitesse du vide viscéral, avec les mêmes éléments d'ornementation, a été récoltée en grand nombre par J. Gubler en mai 1932 au Grand Phnom Sâ (Kampot).

Conclusions paléogéographiques.

Nous avons vu qu'en Amérique du Nord *Spyridiophora* est connu, dans le Texas, du Virgilien au Léonardien (soit de l'Assélien à l'Artinskien). Cette distribution se retrouve à Timor pour *Sp. ? timorensis* des couches de Bitauni et Basleo qui ont approximativement la même répartition.

Mais en Indochine, où il apparaît au même moment (Laos), il persiste (Cambodge) au Koun-gourien, au Kazanien et au Djouffien.

Nous noterons sa présence dans le Murghabien (= Kazanien) d'Afghanistan et dans le Djouffien de la Chine méridionale. Cette répartition montre des absences assez révélatrices, par exemple en Australie et dans les gisements postglaciaires de l'Inde, ceux entre autres où on rencontre le Lino-productidé *Stepanoviella* (cf. Waterhouse, 1970). Comme, d'une part, *Spyridiophora* était présent à Timor à la même époque, et que, d'autre part, il s'est répandu largement après cette époque de crise climatique pour les marges gondwaniennes, il paraît logique de conclure que *Spyridiophora* obéissait à des limites précises de température, de valeurs plus élevées que celles de la zone tempérée qui semble avoir convenu alors à *Stepanoviella*.

De tels rapprochements suggèrent que les Productoïdes abondants au Carbonifère et au Permien sont d'excellents indices climatiques.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BROILI F. (1916). — Die Permischen Brachiopoden von Timor. Pt. 12, *Pal. Timor*, 7.
- 2) COOPER G.A. et STEHLI F.G. (1955). — New genera of Permian Brachiopods from West Texas. *Journ. Pal.*, 29, p. 469-474.
- 3) COWPER-REED F.R. (1944). — Brachiopoda and Mollusca from the Productus Limestones of the Salt Range. *Mem. Geol. Surv. India, Pal. Indica*, N.S. vol. XXIII, 2.
- 4) KING P.B. (1930). — The geology of the Glass Mountains, Texas. Pt 1. Descriptive geology, *Bull. Univ. Texas*, 3038.
- 5) LAPPARENT A.F. DE, TERMIER H. et TERMIER G. — Sur la stratigraphie et la paléobiologie de la série carbonifère du Dacht-e-Nawar (Afghanistan). *B.S.G.F.*, (sous presse).
- 6) LICHAREW B.K. (1936). — Some uncommon Upper Paleozoic Brachiopods. *Soc. Nat. Moscou Bull.* (Serv. Geol.) t. 14, 2, p. 133-155 (155-158).
- 7) MANSUY H. (1913). — Faunes des calcaires à Productus de l'Indochine. *Mém. Serv. Géol. Indochine*, II, IV.
- 8) MUIR-WOOD H. et COOPER G.A. (1960). — Morphology, classification and Life habits of the Productoidea (Brachiopoda). *Mem. Geol. Soc. America*, 81.
- 9) TRAN THI CHI-THUAN (1961). — Les Brachiopodes permien du Phnom-Tup (Sisophon-Cambodge). *Ann. Fac. Sci. Saïgon*, p. 267-308.
- 10) WAAGEN W. (1884). — Salt Range fossils. I. Productus Limestone fossils. *Pal. Indica*, ser. 13, Brachiopoda, fasc. 4, p. 611-728.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

FIG. 1. — *Spyridiophora ? timorensis* nov. sp. Gr. = 6.
Exemplaire provenant du Djouffien de la région de Sisophon, au Cambodge (Coll. J. Gubler).
Vue dorsale.

FIG. 2 et 3. — *Spyridiophora tenuicostata* nov. sp. Gr. = 3,7.
Valve pédonculaire isolée, provenant du Djouffien de la région de Sisophon, au Cambodge (Coll. J. Gubler).

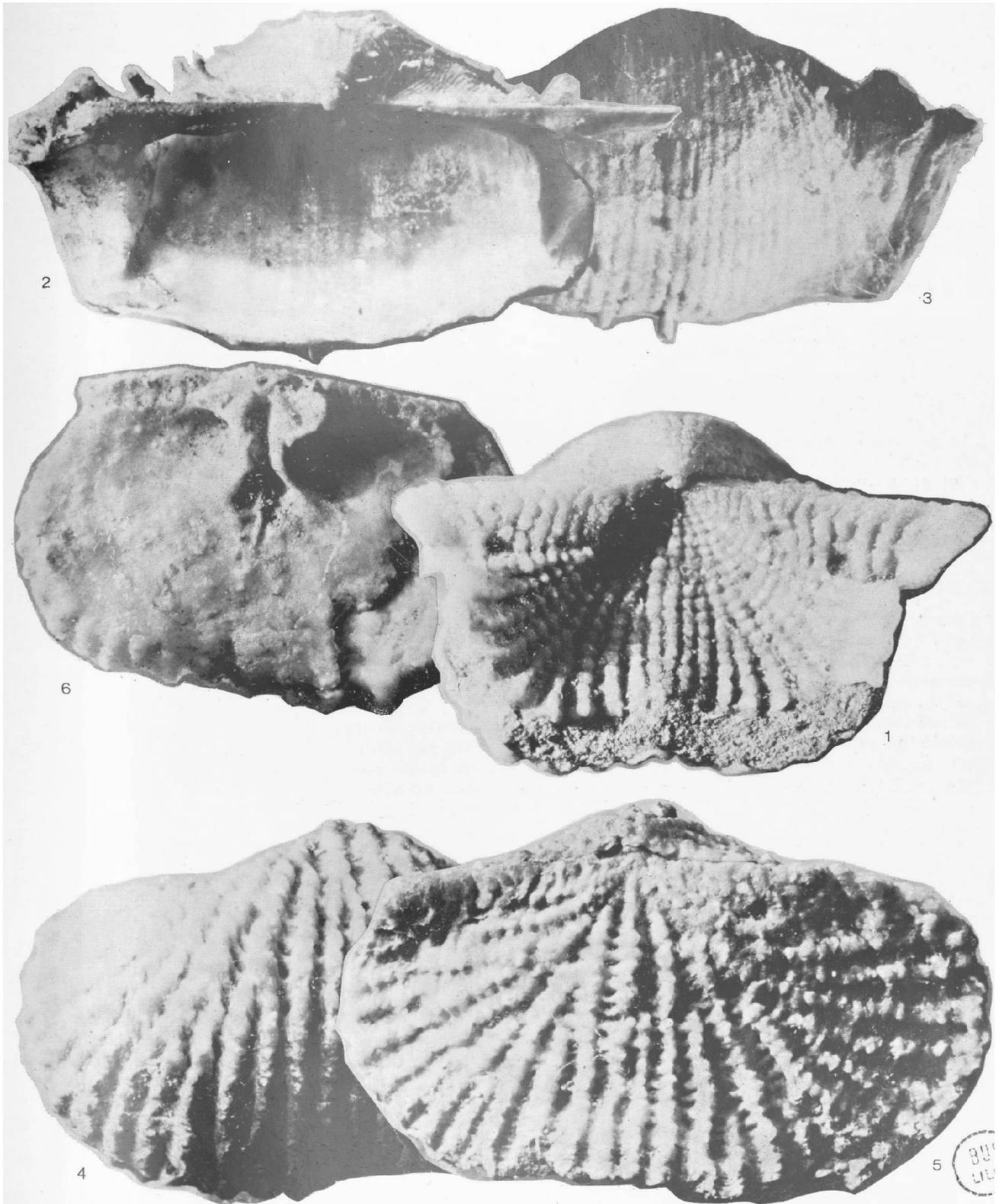
2. - Intérieur de la valve.

3. - Vue externe.

FIG. 4 à 6. — *Spyridiophora gubleri* nov. sp. Gr. = 4.

4 et 5. - Vues ventrale et dorsale d'un exemplaire complet.

6. - Intérieur de la valve dorsale montrant le spyridium.



Sur une dalle à empreintes de pas lacertoïdes du houiller du bassin du Nord - Pas-de-Calais

par Pierre DOLLÉ (*), Albert F. DE LAPPARENT (***) et Christian MONTENAT (***)

Résumé. — Description d'une dalle portant une vingtaine de petites traces de pas de Tétrapode, de type lacertoïde provenant du Westphalien de Bully (P.-de-C.). La piste est très large en proportion de l'enjambée ; la trace du pied est en avant de celle de la main ; pied pentadactyle ; main petite et tétradactyle.

Prolacertipes pruvosti, genre nouveau et espèce nouvelle, se distingue des rares traces du Houiller d'Europe et de toutes celles plus nombreuses du Carbonifère d'Amérique. Son attribution à un Amphibien Microsaurien paraît vraisemblable.

Ces traces d'un Vertébré marchant sur un sol mou exondé confirment l'hypothèse de la faible profondeur d'eau où se sont formés les dépôts houillers.

Summary. — Description of a slab, discovered in Westphalian C of Bully (Pas-de-Calais), with twenty small footprints of a tetrapodous Vertebrate ; that type is lacertoidous. The track is very wide in comparison with the stride. Foot trace is in front of hand trace. Five digits at foot ; four at hand ; the hand is small.

Prolacertipes pruvosti, new genus and new species, is quite different from rare traces of european Carboniferous and from so numerous samples of american Carboniferous. It may be attributed to a Microsaurian Amphibian. These traces, im printed on a soft ground, strengthen the opinion that coal deposits were laid down under very shallow water.

A) LA DECOUVERTE ET LE GISEMENT

Au siège N° 1 de Bully de l'ancien groupe d'Exploitation de Béthune de H.B.N.P.C., un surveillant de chantier remarquait dans les débris du foudroyage d'une taille, une série de plaques portant des empreintes particulières. Il remonta l'une d'elles au Directeur du Siège, M. Maulet, qui la remit à M. Puibaraud, Ingénieur-Géologue au groupe de Béthune. Cela se passait au mois de février 1957.

Aussitôt après, M. Maulet et M. Puibaraud ont fait rechercher d'autres exemplaires de ces empreintes sur ce chantier. En vain, la taille avait progressé et malgré les recherches, aucune empreinte analogue n'a été signalée. Il y a environ deux ans, M. Puibaraud la remit à l'un de nous (P. D.) pour étude.

(*) Laboratoire de Pétrographie Minière des HBNPC, Hénin-Liétard.

(**) Institut de Géologie IGAL, 21, rue d'Assas, Paris-VI^e.

Après enquête et recoupements, il est permis de situer d'une façon assez précise le lieu de la trouvaille : Siège 1 de Bully. Etage — 300. Par le travers banc 1013, orienté ESE-WNW, on arrive à la veine Ste-Barbe supérieure, 2^{me} plateau. Or les chantiers d'exploitation ont été conduits sur plusieurs années entre 1942 et 1953 - Coordonnées Lambert ; du lieu de la trouvaille : X = 627, Y = 305,6.

Stratigraphiquement, la veine Ste-Barbe se situe au milieu du faisceau de Dusouich (Westphalien C₃) à environ mi-distance entre le tonstein TalenCE (limite West. C₂ - West. C₃) et le tonstein Ulric-poudingue d'Edouard (limite West. C₃ - West C₄).

La veine Ste-Barbe se subdivise en deux : Ste-Barbe inférieure, avec une ouverture de 1,25 m dont un sillon massif de 1,10 m à la base, et Ste-Barbe supérieure, à 8 m au-dessus en stampe normale composée de deux sillons de charbon de 0,55 m et 0,50 m séparés par 0,05 m de schistes feuilletés carbonneux. Le toit de Ste-Barbe supérieure est habituellement composé de schistes fins foncés en

plaquettes, contenant des traces de faune limnique (cf. *Estheria simoni*) devenant progressivement plus grossiers, avec des bancs de schistes à sidérose. L'échantillon décrit provient de cette zone. Puis on trouve, à environ 2 m au-dessus du charbon, des grès plus ou moins grossiers, montrant même un banc conglomératique à galets de sidérose à 1 m au-dessus de la base de ces grès.

Tectoniquement, le gisement comporte un pli couché, montrant ses deux lignes d'ennoyages, recoupé par des failles directes, l'une à pied Nord et de 75 m de rejet environ : Faille de la Briqueterie ; l'autre à pied Sud et rejet de 80 m environ : Faille de Carenda.

Le panneau exploité dans Ste-Barbe supérieure se situe entre ces deux grandes failles. Il est lui-même haché par de nombreux petits accidents de faible importance : quelques mètres, mais qui compliquent cependant l'exploitation du gisement.

En résumé, la plaque à empreintes provient du Westphalien C₃, c'est-à-dire de la seconde moitié de cet étage.

B) DESCRIPTION PALEONTOLOGIQUE

I. - Description de la plaque.

Il s'agit d'une petite plaque de grès fin pélimitique noir, épaisse de 2 cm environ et mesurant 30 x 15 cm.

La face inférieure porte une vingtaine de traces de pas de vertébrés Tétrapodes, à peu près complètes, conservées à l'état de contre-empreintes en relief, plus quelques autres éléments incomplets.

La surface est lisse, d'un noir brillant. Cet aspect n'est pas originel, mais paraît dû à des frictions d'origine tectonique, comme en témoigne la multitude de fines stries parallèles qui recourent les contre-empreintes elles-mêmes. Les bords de la plaque montrent également des plans de frictions obliques. Ces phénomènes de microtectonique ont entraîné une certaine déformation des traces, notamment dans la moitié gauche.

La face supérieure de la plaque, dépourvue d'empreintes, montre quelques débris de végétaux.

II. - Description ichnologique.

1) *Protacertipes pruvosti* n. g., n. sp (*).

Une partie des traces se répartit suivant deux files parallèles. Dans chaque rangée, les contre-

empreintes sont groupées par deux, en couples, régulièrement espacés et alternant d'une file sur l'autre (fig. 1). Une telle disposition montre qu'il s'agit très probablement d'une piste. La file de droite, la mieux conservée, permet d'en définir les principales caractéristiques.

Les deux traces du couple accusent un dimorphisme accentué. La trace antérieure est allongée et pentadactyle. La seconde, en position postéro-externe, est nettement plus petite et tétradactyle. La plus grande des deux traces, certainement attribuable au pied, occupe donc une position assez peu fréquente dans une piste de quadrupède ancien, en avant de la main.

Il ne s'agit pourtant pas d'un cas unique. On connaît d'autres exemples de pistes, d'âge carbonifère, présentant une disposition analogue (voir plus loin).

Le pied : (par exemple n° 4, fig. 2, Gr. nat.).

Il est pentadactyle et nettement ectaxonique, l'axe de la trace passant par un rayon externe (doigt IV). Les doigts, fins et allongés, sont de développement très inégal.

Les rayons I à IV sont de taille régulièrement croissante, les trois premiers inclinés vers l'intérieur et le quatrième parallèle à l'axe de la piste.

Le doigt V, moyennement développé, est incliné vers l'extérieur et assez nettement séparé des précédents. La divergence entre les doigts I et V varie de 90 à 95°, et de 60 à 65° entre le I et le IV.

Sur la file de droite, les doigts sont rectilignes ou très légèrement incurvés vers l'extérieur (III et IV). Ce caractère est beaucoup plus accentué sur la file de gauche ; mais on a vu plus haut que les traces y sont assez déformées. L'extrémité des doigts est nette, souvent effilée, mais on ne peut discerner ni griffes différenciées, ni pelotes phalangeales.

La sole plantaire est de développement variable suivant les échantillons. Sur les traces les mieux conservées, elle est petite, étroite et ovale. Dimension du pied : 33 x 27 mm environ.

La main : (par exemple n° 3, fig. 2).

Elle est tétradactyle. L'angle formé par les rayons latéraux (I et IV) est très ouvert, entre

(*) *Derivatio nominis*. — Genre : évoque le caractère lacertoïde imparfait de ces traces ; espèce : dédiée à Pierre Pruvost.



FIG. 1

150 et 165°, suivant les échantillons. Le doigt I, le plus petit, en abduction, occupe une position transverse ou même légèrement rétroversée. Les

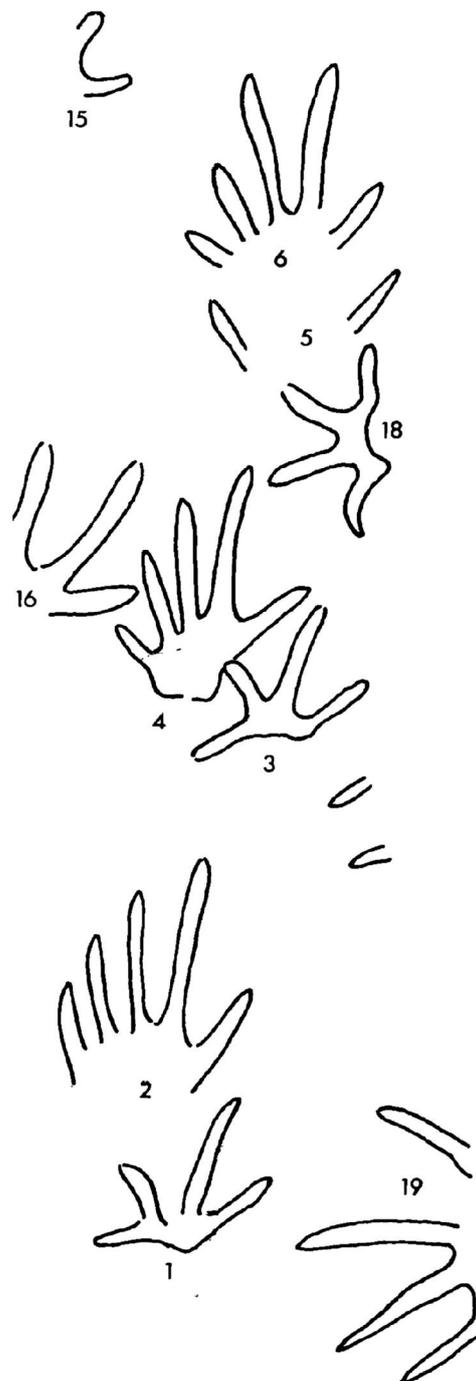


FIG. 2

doigts II et IV sont de développement sensiblement égal. Le III est plus allongé et incliné vers l'extérieur de la piste. On ne distingue ni griffes,

ni pelotes. Il n'y a pratiquement pas de marque palmaire, certaines traces ne sont même représentées que par l'extrémité distale des doigts. Dimensions de la main : 22 x 22 mm environ.

On n'observe pas de trace de queue.

L'enjambée, mesurée sur deux traces successives du pied, est de 55 à 57 mm. La largeur de la piste serait d'environ 80 mm.

2) Traces non nommées.

Quelques autres traces isolées s'éloignent un peu du type de la piste décrit plus haut, mais les différences pourraient tenir au mode d'impression et de conservation des traces.

Seule, une contre-empreinte incomplètement conservée en bordure de la plaque (n° 19) diffère sensiblement du type précédent, notamment par le plus grand écartement des doigts.

III. - Comparaisons.

La piste que nous venons d'examiner représente un type lacertoïde encore imparfaitement réalisé.

La morphologie du pied est typiquement lacertoïde : contour dissymétrique, doigts long et grêles augmentant régulièrement de taille du 1^{er} au 4^{me}, ectaxonomie marquée, sole plantaire réduite... Les caractères de la main sont moins probants et surtout l'orientation du pied dans la piste est parallèle à l'axe du mouvement et non dirigée vers l'extérieur comme c'est le cas dans le type lacertoïde achevé. La piste présente d'ailleurs quelques autres traits singuliers, tels que sa forte largeur, en regard de l'enjambée particulièrement courte, et la position du pied en avant de la main.

L'ensemble de ces caractères permet d'imaginer un petit animal allongé aux membres écartés. Le train antérieur était assez allégé, comme en témoigne le mode d'impression digitigrade des mains.

Les traces de Tétrapodes sont rares dans le Carbonifère de l'Europe. Aucune n'était connue jusqu'à présent en France.

Il est fait mention de pistes de Vertébrés dans les grès du Carbonifère inférieur du Northumberland en Grande-Bretagne (Barkas, 1889), mais nous n'avons pu en trouver aucune description.

Les terrains houillers d'Allemagne se sont montrés un peu plus riches.

Le Carbonifère de la Ruhr a livré quelques traces stégocéphaloïdes non nommées (Kukuk, 1927).

C'est également dans la Ruhr qu'ont été trouvées de grandes traces stégocéphaloïdes, *Megapezia*

praesidentis, provenant du Westphalien A (Schmidt, 1956 ; Haubold, 1970).

Plus récemment, O. Kühn (1957) a signalé de minuscules traces, provenant du Carbonifère de Silésie et attribuées à une « larve de Stégocéphale ».

Une dalle portant de nombreuses empreintes, du Carbonifère (Westphalien D) d'Olsnitz, en Saxe, montre un type intéressant de traces de petite taille dénommé *Salichnium heringi* GEINITZ (Schmidt, 1927 ; Abel, 1935 ; Müller, 1962).

Les caractères lacertoïdes sont encore moins affirmés que sur nos échantillons. Les doigts du pied sont fins et allongés, mais ne présentent pas une différence de taille très importante du I au IV ; la trace est mesaxonique plutôt qu'ectaxonique et dirigée dans le sens du mouvement. Le doigt V est petit et écarté des précédents. La main est petite, peu imprimée, probablement tétradactyle (?) et située en arrière du pied comme sur nos échantillons. L'enjambée est courte, la piste large, tous caractères qui se rapprochent également de ce que nous venons d'examiner.

Toutefois, l'hétérodactylie peu marquée du pied ne permet pas de pousser plus loin les analogies.

Salichnium becki se distinguerait des précédents par ses doigts plus trapus et la plus grande largeur de la piste (Haubold, 1970, p. 86, fig. 2). Enfin, le même gisement d'Olsnitz a livré un tout autre type de traces à tendance lacertoïde, *Cursipes saxoniae* (Schmidt, 1927).

L'essentiel de notre connaissance sur les pistes de Tétrapodes carbonifères provient d'Amérique du Nord, tant du Canada que des Etats-Unis.

Au milieu de pistes stégocéphaloïdes nombreuses et variées, on voit apparaître, dès les niveaux inférieurs du Carbonifère, un type lacertoïde achevé dont nous citerons brièvement quelques exemples :

— *Hylopus* (Dawson, 1863), du « Lower Carboniferous » canadien, présente une morphologie typiquement lacertoïde ; mais l'orientation du pied reste encore à peu près dans l'axe du mouvement.

— *Collettosaurus* (Cox, 1874) (= *Neolacerta*), très proche du précédent, est représenté par des espèces variées dans le Carbonifère et dans le Permien.

— *Dromopus* (Marsh, 1894), réalise déjà au Carbonifère inférieur (Mississippien) tous les caractères lacertoïdes. Les doigts sont fins, très allongés, incurvés à leur extrémité et le pas est incliné vers l'extérieur de la piste.

— *Steganoposaurus* (Branson et Mehl, 1932), du Pennsylvanien, présente une palmure interdigitale. L'empreinte de la main est située en arrière de celle du pied.

— *Thenaropsus* (King, 1845), constitue un type de forte taille (pied atteignant 15 cm de long), de forme assez massive.

Enfin, au Permien et au Trias, l'ichnofaune lacertoïde atteindra son maximum de diversité.

Aucune des formes connues ne s'accorde de façon satisfaisante avec nos traces du Nord de la France. Ceci justifie la création d'une nouvelle unité taxonomique dont nous résumons brièvement la diagnose :

Prolacertipes pruvosti n. g., n. sp.

Piste de Tétrapode quadrupède, très large en proportion de la longueur de l'enjambée. Trace du pied disposée en avant de celle de la main, pas de marque de queue.

Pied pentadactyle typiquement lacertoïde, mais dirigé suivant l'axe du mouvement. Doigts rectilignes ou légèrement incurvés vers l'extérieur de la piste. Main petite et tétradaactyle.

Provenance : Mines de Bully (P.-de-C.). Westphalien supérieur.

L'échantillon-type est conservé au Musée de la Houille, rue Malus, Lille.

IV. - Tentative d'attribution.

On admet généralement que les petites traces lacertoïdes, connues dès le Carbonifère inférieur, sont attribuables à des Reptiles plutôt qu'à des Batraciens. Or, les documents ostéologiques concernant les Reptiles carbonifères ne permettent pas, actuellement, d'effectuer des comparaisons probantes. Les Cotylosauriens, lourds Reptiles primitifs du Carbonifère et du Permien, possèdent des membres massifs d'un type tout différent. De fait, ce n'est guère qu'à partir du Permien que l'on connaît différents groupes de Reptiles (Eosuchiens, Protosauriens...) dont le squelette des membres présente une morphologie lacertoïde.

Par contre, il faut souligner que la tendance à la réalisation de « l'Autopode lacertilien... » s'est manifestée chez les Amphibiens avant de s'exprimer pleinement chez les Reptiles » (Heyler et Lessertisseur, 1963, p. 168).

Or, il existe une catégorie d'Amphibien Lépospondyles, en particulier les Microsauriens, dont la morphologie des membres s'accorderait assez bien

avec les traces que nous étudions. La main compte trois ou quatre doigts. Le pied est pentadactyle et tend vers le type lacertoïde.

Les Lépospondyles atteignent leur maximum d'épanouissement au Carbonifère supérieur (Westphalien - Stéphanien). C'est probablement parmi des représentants de cette famille qu'il faut rechercher l'auteur de traces lacertoïdes primitives telles que *Prolacertipes* ou encore *Salichnium*.

C) CONDITIONS SEDIMENTOLOGIQUES DU DEPOT

Le substratum sur lequel ce Vertébré a marché était exondé de fraîche date, mais encore gorgé d'eau, sinon les empreintes ne se seraient ni imposées, ni conservées. Nous nous trouvons après une période de grand calme pendant laquelle le dépôt phytogène constituant la veine Ste-Barbe a pu se réaliser. Mais, depuis peu, la barrière végétale avait cédé partiellement, laissant passer quelques dépôts détritiques encore mélangés à des débris végétaux. L'accumulation de ce dépôt s'est faite à une vitesse supérieure à la vitesse locale de subsidence et c'est ce qui a provoqué l'émersion de la partie supérieure du sédiment quand le flux d'apport a diminué d'intensité. Avec l'arrêt total de la sédimentation s'est formé un voile gélifié, constitué probablement d'un mélange de bactéries et de pellicules argileuses devenant plus tard cicatrice de sédimentation (c'est ce qui se passe actuellement au moment des grandes marées dans la baie du Mont Saint-Michel). Tout accident survenant alors à la surface du sédiment peut laisser une trace durable, par exemple traces du passage d'un tétrapode qui a parcouru cette « plage ». Une nouvelle arrivée sédimentaire plus grossière, mais non érosive, se faisant cette fois sous une faible épaisseur d'eau, a recouvert la plage et conservé ses irrégularités.

La présence d'un tel fossile apporte donc une preuve supplémentaire confirmant l'hypothèse de la faible profondeur de la formation des dépôts du Houiller, ainsi que de l'équilibre instable et précaire s'établissant entre la vitesse d'apport et la vitesse de subsidence. Quand la première est supérieure à la seconde, il y a émersion de la surface du sédiment.

Dans le cas contraire, il y aura dépôt sous-aquatique qui pourra pratiquement être dépourvu de tout apport déritique et il se formera alors une veine de houille.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) ABEL O. (1935). — Vorzeitliche lebensspuren. Iena.
- 2) BARKAS T.P. (1889-90). — Notes on the numerous newly discovered fossil footmarks on the lower carboniferous sandstones of Northumberland near Otterburn. *Rep. Brit. Ass. Adv. Sc.*, 59, p. 565.
- 3) BRANSON E.B. et MEHL M.G. (1932). — Footprints record from the Paleozoic and Mesozoic of Missouri, Kansas and Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 43, p. 383-398.
- 4) DAWSON J.W. (1863). — Note on the footprints of a reptile from the coal formation of Cap Breton. *Canad. Natural and geol.*, 8, p. 430-431.
- 5) HAUBOLD H. (1970). — Versuch einer Revision der Amphibien-Fährten des Karbon und Perm. *Freiberger Forschungshefte, Paläontologie C* 260, p. 83-117.
- 6) HEYLER D. et LESSERTISSEUR J. (1963). — Pistes de tétrapodes permien dans la région de Lodève (Hérault). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, XI, 2, p. 125-220.
- 7) JILLSON W.R. (1917). — Preliminary note on the occurrence of vertebrate footprints on the Pennsylvanian of Oklahoma. *Am. Journ. Sc.*, 44, p. 56-58.
- 8) KING A.T. (1845). — Description of fossil footmarks found in the Carboniferous series in Westmoreland county. *Am. Journ. Sc.*, 48, p. 343-352.
- 9) KÜHN O. (1957). — Eine Fahrtenplatte aus dem Unterkarbon. *Paleontolog. Zeitschr.*, 31, p. 6.
- 10) KÜHN O. (1963). — Fossilium Catalogus, pars 101, Ichnia tetrapodorum. Gravenhage. (Bibliographie très importante).
- 11) KUKUK P. (1927). — Über Fährten von landwirbeltieren im karbon des Ruhrbesirkes. *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, 78, p. 600-613.
- 12) LULL R.S. (1924). — Probable reptilian footprints from the Maryland Carboniferous. *West. Virg. geol. surv.*, p. 731-734.
- 13) MARSCH O.C. (1894). — Footprints of Vertebrate in the Coal mesures of Kansas. *Am. Journ. Sc.*, 48, p. 81-84.
- 14) MATTHEW G.F. (1903). — An attempt to classify paleozoic Batrachian footprints. *Trans. Roy. Soc. Canad.*, IX, p. 111.
- 15) MÜLLER A.H. (1962). — Zur Ichnologie, Taxiologie und Ökologie fossiler Tiere. *Freib. Forsch. H.C.* 151, 5-30, Berlin.
- 16) SCHMIDT H. (1927). — Fährten des ältesten Saurier. *Natur und Museum*, 57, II, p. 517-526. Frankfurt.
- 17) STERNBERG (1933). — Carboniferous tracks from Nova Scotia. *Bull. Geol. Soc. America*, 44, p. 951-964.



Quelques Ostracodes frasniens du Bas-Boulonnais (France)

par Francis LETHIERS (*)

(Planches VI et VII)

Sommaire. — La systématique de quelques espèces frasniennes du Boulonnais illustrées par Magne (1964), est examinée : *Polyzygia beckmanni* GUERICH et *Cavellina caduca* MCGILL sont citées ; *Tmemolophus trilobatus* n. sp., *Flaccivelum* sp. A, *Jenningsina* n. sp. aff. *catenulata* (VAN PELT), et *Ponderodictya* sp. C, aff. ? *punctulifera* (HALL) sont de nouvelles espèces ; *Pseudonodellina parvula minima* n. subsp. est une nouvelle sous-espèce.

Summary. — The systematics of some frasnian species from the Boulonnais, that were illustrated by Magne (1964), are investigated : *Polyzygia beckmanni* GUERICH and *Cavellina caduca* MCGILL are mentioned ; *Tmemolophus trilobatus* n. sp., *Flaccivelum* sp. A, *Jenningsina* n. sp., aff. *catenulata* (VAN PELT), and *Ponderodictya* sp. C, aff. ? *punctulifera* (HALL) are new species ; *Pseudonodellina parvula minima* n. subsp. is a new subspecies.

I) Le cadre stratigraphique.

Les prélèvements ont été choisis sur 25 m de puissance, dans les Schistes de Beaulieu visibles à la carrière Tarstinkal, dite du « Banc Noir », située à 1800 m à l'W-SW de Caffiers. (Coordonnées 561,64 - 348,55 ; projection Lambert I, Zone Nord ; Marquise n° 7-8 au 1/25.000).

Cette série est visible le long d'un chemin carrossable sortant à l'W de la carrière. Il s'agit d'argiles plastiques silteuses, principalement marron et recoupées tous les 2 m en moyenne de lits calcaires et dolomitiques d'environ 5 cm d'épaisseur. Les Ostracodes sont présents dans l'argile et dans les niveaux carbonatés, mais dans ces derniers de nombreuses carapaces sont « mangées » par la croissance des cristaux dolomitiques (Pl. VI, fig. 1). Cette biozone à *Cyrtospirifer supradisjunctus*, correspond à la base du Frasnien.

Les renseignements complémentaires sur ce site géologique seront trouvés dans I. Devos (1962), D. Le Maître et I. Devos (1961), D. Le Maître et F. Magne (1964), et surtout dans F. Magne (1964) qui, le premier, en fit une remarquable étude micro-

paléontologique. Récemment, A. Bonte (1969) a dressé la synthèse géologique de la région.

II) Description systématique.

Nous adoptons ici la systématique du traité de R.C. Moore (1961) pour les grandes divisions.

Abréviations utilisées :

L = longueur ; H = hauteur ; E = largeur.

S1, S2, etc. = 1^{er} sillon, 2^{me} sillon, etc.

L1, L2, etc. — 1^{er} lobe, 2^{me} lobe, etc.

Sous-classe OSTRACODA LATREILLE 1806

Ordre PALAEOCOPIDA HENNINGSMOEN 1953

Sous-ordre BEYRICHICOPINA SCOTT 1961

Superfamille DREPANELLACEA

ULRICH et BASSLER 1923

Famille BOLLIIDAE BOUČEK 1936

Genre *TMEMOLOPHUS* KESLING 1953

Générotype : *Tmemolophus margarotus* KESLING 1953.

(*) Département des Sciences de la Terre, Lille, France.

Tmemolophus trilobatus n. sp.

(Pl. VI, fig. 2-3)

- 1964 *Ulrichia* sp. F. MAGNE, Micropaléontologie stratigraphie Dévonien Bassin Namur, Pl. 29, fig. 262.

Origine du nom : allusion au développement de L2, L3, L4, qui donne l'aspect trilobé caractéristique, surtout en vue ventrale ou dorsale.

Holotype : Une carapace représentée Pl. VI, fig. 2 et déposée au Musée de Lille ; Collection Frasnien du Boulonnais.

Paratypoïdes : Une carapace représentée Pl. VI, fig. 3, ainsi que de nombreux individus.

Localité-type : Angle W de la carrière du « Banc Noir » Boulonnais.

Niveau-type : Partie inférieure des Schistes de Beaulieu. Frasnien inférieur.

Dimensions : L = 0,43 - 0,51 mm ; H = 0,26 - 0,31 mm ; E = 0,14 - 0,22 mm.

DIAGNOSE : « Une espèce du genre *Tmemolophus* présentant les caractères suivants : L4 bien développé, semblant confluer par son extrémité inférieure avec le bourrelet marginal étroit qui prend naissance un peu en arrière de l'angle cardinal antérieur. S3 au moins aussi large que S2 et descendant plus bas que lui. Légère granulation souvent indistincte ».

DESCRIPTION : Petite carapace préplète, lancéolée en vue ventrale et frontale. Bord dorsal rectiligne. Bord antérieur arrondi. Bord postéro-ventral sensiblement droit. Bord postérieur avec un arrondi aigu. Angle cardinal antérieur de 120 à 128 degrés. Les bords dorsal et postéroventral font un angle de 20 à 26 degrés.

L2 et L3 allongés subverticalement, non renflés dans leur portion supérieure et pratiquement égaux. Ils n'atteignent pas la moitié inférieure des valves où ils deviennent indistincts. Leur sommet dépasse parfois légèrement le bord dorsal.

L4 bien marqué, subvertical et descendant plus bas que L2 et L3. Il apparaît comme le prolongement du bourrelet marginal qui longe le bord postéro-ventral et remonte en avant jusqu'au bord dorsal un peu en arrière de l'angle cardinal antérieur. Le bourrelet marginal est plus effacé dans la région ventrale.

Note de l'Éditeur :

Pour les signes devant le millésime des synonymies, voir les explications des règles internationales de Richter, 1948.

S2 large, plus profond vers le bord dorsal et ne descendant pas plus loin que L2 et L3. S3 profond, au moins aussi large que S2 ; il se prolonge jusqu'au bourrelet marginal. S4 souvent réduit à un semisulcus qui continue la dépression située sous le bourrelet marginal.

Une fine granulation ventromédiane sur les individus bien conservés.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *T. trilobatus* n. sp. ne peut appartenir au genre *Ulrichia* JONES, car L2 et L3 ne sont pas bulbeux dans leur portion supérieure et la réticulation manque.

T. trilobatus n. sp. se différencie de *T. margarotus* KESLING par les S3 et L4 plus accusés et par l'absence de réticulation.

Superfamille HOLLINACEA SWARTZ 1936

Famille HOLLINIDAE SWARTZ 1936

Genre *FLACCIVELUM* KESLING et PETERSON 1958

Générotype : *Flaccivelum telcutaeum* (KESLING et TABOR 1952).

Flaccivelum sp. A

(Pl. VI, fig. 4)

DESCRIPTION : Carapace allongée, préplète, bord dorsal rectiligne. Bords antérieur et postérieur arrondis. Bord ventral courbe. Valves identiques. Surface lisse.

Trilobé : L1 large ; sa courbe suit le bord antérieur. L3 enflé, en forme de virgule ; sa portion supérieure est arrondie, mais sans donner le bulbe individualisé du genre *Hollinella*, et ne dépasse pas le bord dorsal. L4 faiblement prononcé. L2 soupçonné mais fondu dans L1.

Deux sulci : S2 long, évasé et plus profond vers le bord dorsal, géniculé à mi-hauteur, puis se continuant antéroventralement jusqu'à l'arête marginale mais moins profondément. S3 est un semisulcus plus court et convexe vers l'arrière.

Velum limité, constitué d'une arête étroite submarginale, rappelant un rail ; il prend naissance près de l'angle cardinal antérieur, et se termine à l'aplomb de la limite postérieure de L3 par un très léger renflement. En vue ventrale, ces arêtes s'évasent faiblement vers l'arrière.

Angle cardinal antérieur de 120 degrés.

Dimensions de l'unique individu (tecnomorphe) :
L = 1,07 mm ; H = 0,65 mm ; E = 0,47 mm.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *Flaccivelum* sp. A n'a pas le L3 individualisé en bulbe au-dessus du bord dorsal, ni de lobe ventral continu comme chez *Hollinella*. Pas de L2 individualisé comme chez *Falsipollex*. Voisin du genre *Adelphobolbina*, mais en diffère par sa surface lisse. *Flaccivelum* sp. A est proche de *F. calcar* BECKER 1964, mais en diffère par sa carapace moins allongée, L3 plus enflé par rapport à L1, S2 se prolongeant ventralement, S3 plus distinct, et par sa plus petite taille.

INCERTAE FAMILIAE

Genre *Polyzygia* GUERICH 1896

Générotype : *Polyzygia symmetrica* GUERICH 1896.

Polyzygia beckmanni KROEMMELBEIN 1954

(Pl. VI, fig. 5-6)

- * 1954 *Polyzygia* (n. subg. ?) *beckmanni* n. sp. KROEMMELBEIN, Ostrakoden-Fauna Paffrather Mulde Givetium : p. 253-255, Pl. 2, fig. 7-9.
- 1964 *Polyzygia beckmanni* KROEMMELBEIN. Le Maître et Magne, Dévonien Boulonnais : p. 130.
- 1964 *Polyzygia beckmanni* KROEMMELBEIN. Magne, Micropaléontologie stratigraphie Dévonien Bassin Namur : p. 136, Pl. 23, fig. 134-141.
- 1967 *Polyzygia beckmanni*. Lecompte, Dévonien Belgique Nord France : p. 43, Pl. 17.

Certains individus montrent quelques différences de contour avec l'espèce du Givétien supérieur allemand. La plus grande hauteur est alors reportée au milieu des valves ; le bord postérieur est anguleux, et le bord antérieur est moins arrondi.

Dimensions : Fig 6 : L = 0,64 mm ; H = 0,41 mm ;
E = 0,28 mm.

Fig 5 : L = 0,75 mm ; H = 0,40 mm ;
E = 0,32 mm.

Ordre PODOCOPIA MULLER 1894

Sous-Ordre METACOPINA

SYLVESTER-BRADLEY 1961

Superfamille HEALDIACEA HARLTON 1933

Famille CAVELLINIDAE EGOROV 1950

Genre *CAVELLINA* CORYELL 1928

Cavellina caduca MCGILL 1963

Je cite pour mémoire cette espèce du Frasien canadien qu'on trouve dans les schistes de Beaulieu et dont Magne (1964, Pl. 28, fig. 242-246) a donné une bonne illustration dans son travail qui, bien que n'étant pas une publication proprement dite (Thèse de 3^{me} cycle), représente l'ouvrage fondamental sur les Ostracodes dévoniens dans le Bassin de Namur.

Superfamille QUASILLITACEA

CORYELL et MALKIN 1936

Famille QUASILLITIDAE

CORYELL et MALKIN 1936

emend. HENNINGSMOEN 1953

Genre *JENNINGSINA* CORYELL et MALKIN 1936

Générotype : *Jenningsina catenulata* (VAN PELT 1933).

DIAGNOSE : « Carapace subréiforme. Surface des valves couverte de côtes longitudinales et divergentes vers l'arrière à partir d'une ligne moyenne. Ces côtes sont reliées par des petits « échelons » transversaux à intervalles légèrement plus grands que la distance entre deux côtes. L'aspect général est celui d'une réticulation allongée s'épanouissant. Le centre des deux valves est marqué d'une petite fossette circulaire. Valve gauche plus grande que la droite ».

Jenningsina catenulata (VAN PELT 1933)

- * 1933 *Graphiodactylus catenulatus* VAN PELT, n. sp., Ostracodes Middle Devonian Michigan : p. 333-334, Pl. 39, fig. 31-32.
- 1964 *Jenningsina catenulata* (VAN PELT). Peterson, Ostracodes Quasillitacea Kloedenellacea Middle Devonian Michigan Ohio New-York Ontario : p. 859-860, Pl. 134, fig. 17, 18, 20 ; Pl. 135, fig. 27 ; Pl. 136, fig. 9 (avec une synonymie complète antérieure à cette date).

DIAGNOSE : « Une espèce du genre *Jenningsina* dont l'angle cardinal antérieur est plus obtus que l'homologue postérieur. Divergence des côtes par rapport à la ligne moyenne plus grande dans la moitié dorsale. Près de l'extrémité postérieure : une carène transversale plus ou moins développée

dans le prolongement des deux surfaces valvaires et mimant deux épaules en vue dorsale. Sur les deux bords libres antéroventraux : une frange marginale à développement variable suivant les individus. Une alvéole centrale ombiliquée. Tout le bord libre de la valve gauche souligné d'un bourrelet timide. Sur la valve droite : une rainure dorsale plus ou moins prononcée, parallèle à la ligne de la charnière. Charnière constituée d'une barre pour la valve droite reçue dans un sillon de la valve gauche ».

Jenningsina n. sp., aff. *catenulata* (VAN PELT 1933)

La plupart des auteurs américains ont signalé la grande variabilité de contour, de proportion et d'ornementation de *J. catenulata*. Ici, trois types peuvent être distingués :

Type 1 (Pl. VII, fig. 7) : Côtes nombreuses et serrées. Carène postérieure nette. Frange antéroventrale modeste. Ce type semble identique au *J. cf. Catenulata* du bassin de Söteniek (Eifel), figuré par G. Becker (1965, p. 410, Pl. 34, fig. 7), ainsi qu'au matériel saharien de J. Le Fèvre (1963, p. 92, Pl. 9, fig. 128). Peu fréquent.

Type 2 (Pl. VII, fig. 9, 10, 11) : Ornementation plus aérée, se rapprochant de l'illustration donnée par Coryell et Malkin (1936, p. 12, fig. 35) ; mais dans les régions antéromédiane et postéromédiane, la réticulation s'écarte de la maille rectangulaire typique pour devenir irrégulière et parfois losangique. Ce deuxième type, qui constitue la majorité de l'espèce, comprend des formes longues et des formes courtes. Il s'agit certainement du *Jenningsina* sp. F. de F. Magne (1964, Pl. 24, fig. 175-177).

Ce type est proche d'une espèce du Frasnien inférieur saharien que J. Le Fèvre m'a aimablement communiquée. Magne (1964, p. 144) avait déjà souligné que : « Les Ostracodes frasnien démontrent un rapport étroit avec le Sahara central et occidental ».

Type 3 (Pl. VII, fig. 12) : Côtes peu nombreuses. Réticulation large et nette, avec la même particularité ornementale qu'au type 2. Rare.

Ces trois types pourraient représenter l'éventail de variation d'une même espèce (Pl. VII, fig. 8).

Dimensions : L = 0,65 mm ± 0,09 ; H = 0,36 mm ± 0,06 ; L/H = 1,79 mm ± 0,35 (voir fig. 1).

Les variations de taille enregistrées sont en rapport avec les différents niveaux de prélèvement.

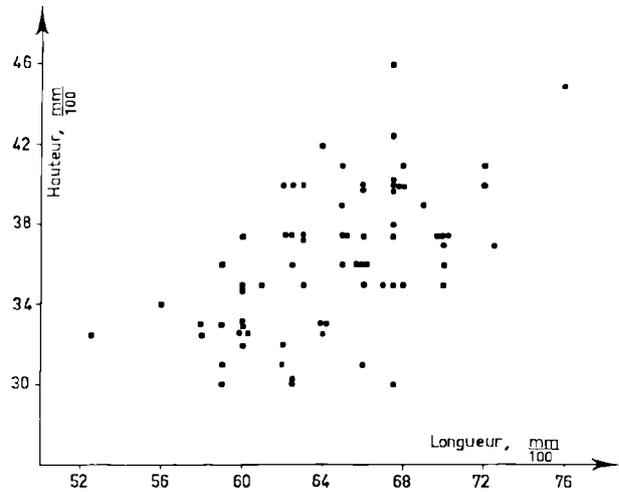


FIG. 1. — *Jenningsina* n. sp., aff. *catenulata* (VAN PELT). Répartition de la hauteur en fonction de la longueur.

Genre *PONDERODICTYA*
CORYELL et MALKIN 1936

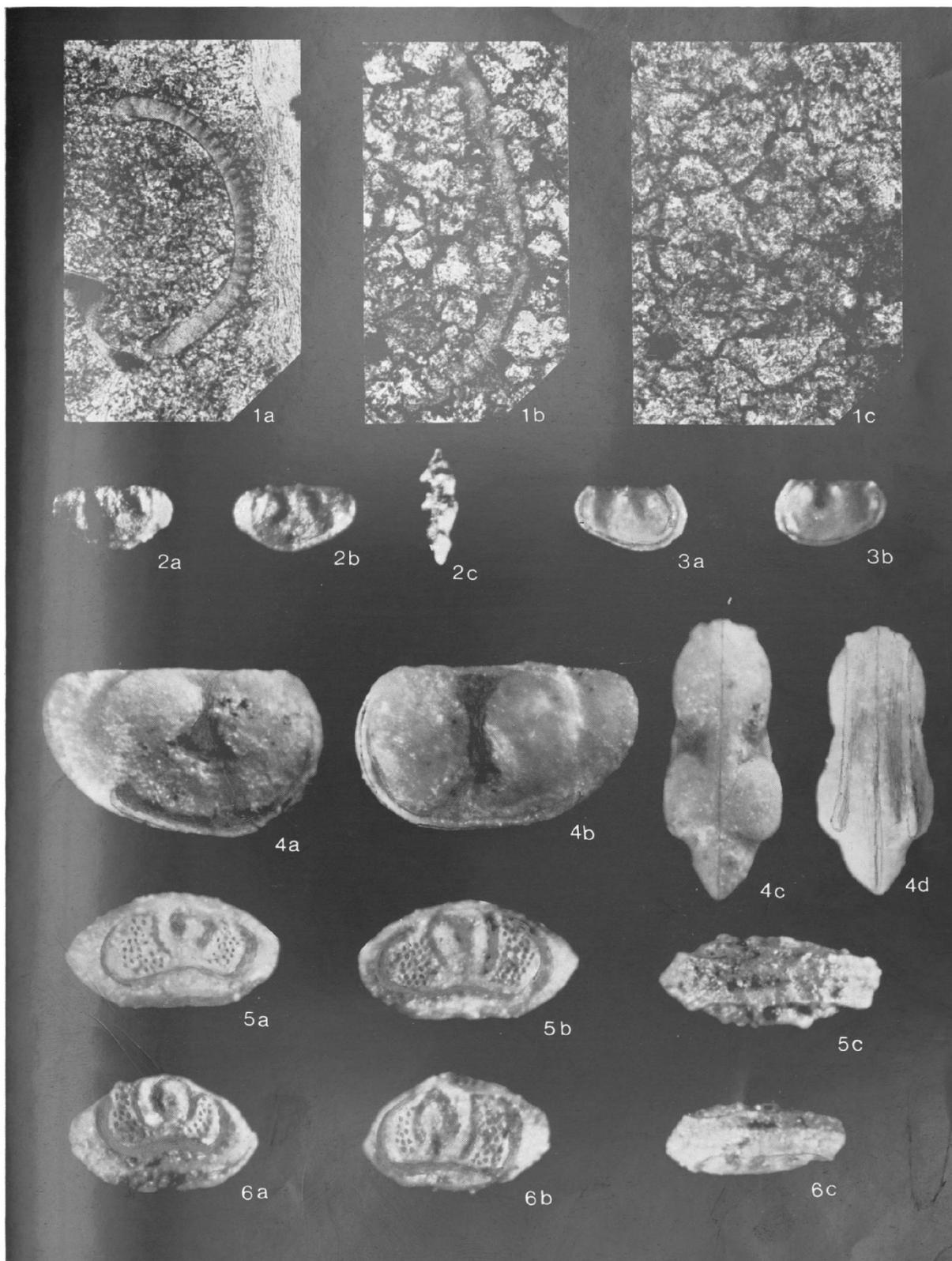
Générotype : *Ponderodictya punctulifera* (HALL 1860).

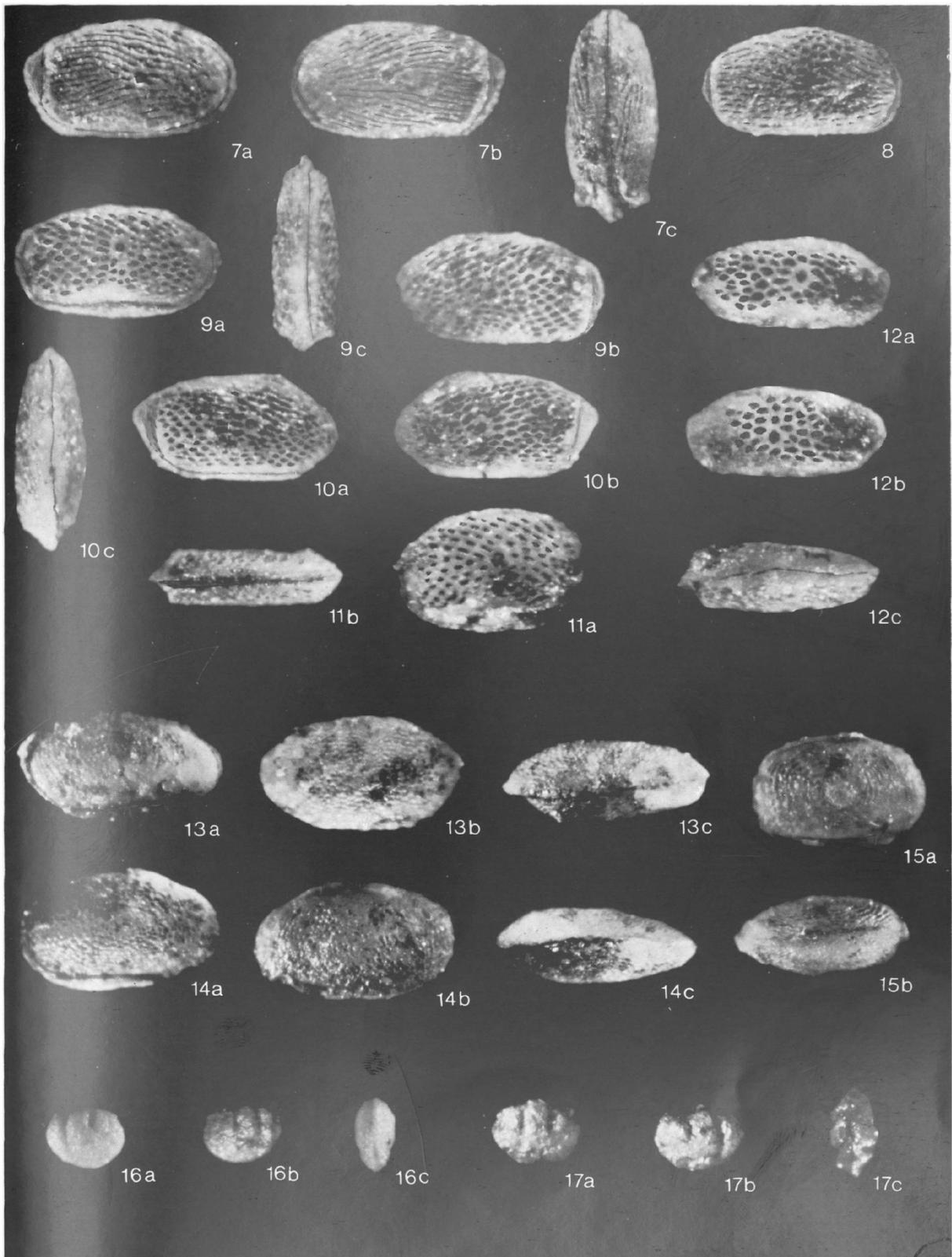
Ponderodictya punctulifera (HALL 1860)

Pour une synonymie complète, voir L.E. Stover (1956, p. 1117) et G. Becker (1965, p. 375).

REMARQUE : *P. Punctulifera* (HALL) du Dévonien moyen américain se caractérise par une variation intraspécifique considérable. Les variations paléogéographiques s'ajoutant, on assiste, en Europe et en Afrique du Nord, à un émiettement relatif de l'espèce américaine en espèces différentes, elles-mêmes à grande variation, et présentant des affinités plus ou moins grandes avec *P. punctulifera* (HALL). En voici quelques exemples :

- 1953 *Ponderodictya punctulifera* (HALL 1860). Pribyl, Ostracodes Middle Devonian Poland : p. 339-340, Pl. 8, fig. 1-9 (Givétien polonais).
- 1963 *Ponderodictya cf. punctulifera* (HALL 1860). Le Fèvre, Microfaunes Ougarta-Saoura : p. 119, Pl. 5, fig. 68-69 (Emsien saharien).
- 1964 *Ponderodictya* sp. C3 MAGNE, Micropaléontologie stratigraphie Dévonien Bassin de Namur : Pl. 28, fig. 232-239 (Frasnien saharien).





- 1965 *Ponderodictya* sp. A, aff. *punctulifera* (HALL 1860). Becker, Podocopida Mitteldevon N-Eifel: p. 376, Pl. 28, fig. 4 (Dévonien moyen allemand).
- 1969 *Ponderodictya* cf. *punctulifera* (HALL 1860). Gross, Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg: p. 56, Pl. 20, fig. 11-12 (Dévonien moyen allemand).

A cette liste qui n'est pas synonymique, j'ajoute l'espèce française :

Ponderodictya sp. C. MAGNE, aff. ? *punctulifera* (HALL)

(Pl. VII, fig. 13, 14, 15)

- 1964 *Ponderodictya* sp. C. MAGNE, Micropaléontologie stratigraphie Dévonien Bassin de Namur: Pl. 28, fig. 231, 233-235, 238, 240, 241.

DESCRIPTION : Carapace à contour ovoïde. Valve gauche plus grande que la droite. Recouvrement important. Surface finement ponctuée à l'exception d'une pastille centrale correspondant à l'attache musculaire. Parfois, la ponctuation s'ordonne en une fine réticulation subconcentrique. Ponctuation moins marquée sur le bord des valves. Epines rares.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Notre espèce diffère de *P. punctulifera* (HALL) et des espèces voisines citées précédemment par sa taille plus petite (environ moitié des autres), et par sa ponctuation donnant un réseau plus fin.

Dimensions moyennes : L = 0,74 mm ± 0,12 ; H = 0,42 mm ± 0,08 ; L/H = 1,76 (voir fig. 2).

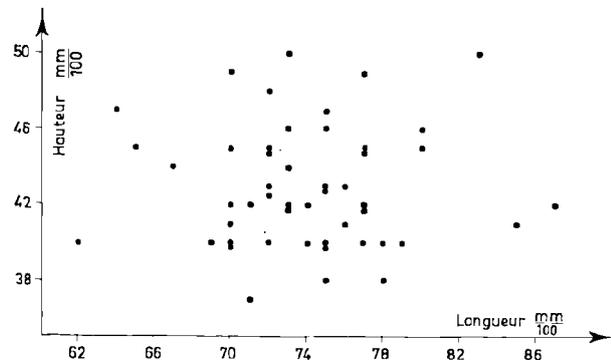


FIG. 2. — *Ponderodictya* sp. C MAGNE, aff. ? *punctulifera* (HALL)

Répartition de la hauteur en fonction de la longueur.

OSTRACODA - INCERTI ORDINIS

Genre *PSEUDONODELLINA* POLENOVA 1955

Générotype : *Pseudonodellina parvula* (POLENOVA 1953)

Pseudonodellina parvula minima n. subsp.

(Pl. VII, fig. 16-17)

- 1964 *Pseudonodellina* cf. *parvula* (POLENOVA 1953). Magne, Micropaléontologie stratigraphie Dévonien Bassin Namur: p. 137, Pl. 25, fig. 194.

Origine du nom : Allusion à la petite dimension de la sous-espèce par rapport à l'espèce.

Holotype : Une carapace représentée Pl. VII, fig. 16 et conservée au Musée de Lille, collection Frasnien du Boulonnais.

Paratypoides : Une carapace représentée Pl. VII, fig. 17, ainsi que de nombreux individus.

Localité-type : Angle W de la carrière du « Banc Noir », Boulonnais.

Niveau-type : Schistes de Beaulieu. Frasnien inférieur.

Dimensions moyennes : L = 0,32 - 0,36 mm ; H = 0,24 - 0,29 mm ; E = 0,15 - 0,18 mm.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *P. parvula minima* n. subsp. diffère de l'espèce du Givétien supérieur russe par sa plus petite taille (environ les 4/5), par son rapport L₁/H plus faible et par son lobe médian légèrement plus étroit.

Il s'agit ici d'une sous-espèce paléogéographique.

III) Conclusion.

Ainsi, des espèces voisines ou identiques à celles d'autres domaines géographiques tels que l'Amérique du Nord, l'Allemagne, la Russie ont été mises en évidence. Mais, tandis que ces espèces sont repérées dans le Frasnien français, la plupart d'entre elles le sont déjà dans le Givétien d'Amérique du Nord et d'Allemagne. Ce léger décalage stratigraphique ressort également de l'étude du trilobite *Dechenella verneuili* BARRANDE 1852 (I. Devos, 1962, p. 76-77).

Il est trop tôt pour envisager une explication de ce phénomène qui ne semble pas suivi par le reste de la faune.

J'exprime ma profonde reconnaissance à Messieurs N. Grekoff (I.F.P., Rueil-Malmaison), H. J. Oertli et J. Le Fèvre (S.N.P.A., Pau) qui ont bien voulu relire ce manuscrit et m'ont initié à l'étude des Ostracodes.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BECKER G. (1964). — Palaeocopida (Ostracoda) aus dem Mitteldevon der Sötenicher Mulde (N-Eifel). *Senck. leth.*, vol. 45, n° 1-4, p. 43-113, Pl. 6-15, Frankfurt.
- 2) BECKER G. (1965). — Podocopida (Ostracoda) aus dem Mitteldevon der Sötenicher Mulde (N-Eifel). *Senck. le.h.*, vol. 46, n° 4-6, p. 367-441, Pl. 28-35, 1 fig., Frankfurt.
- 3) BONTE A. (1969). — Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 23-46, 2 fig.
- 4) ERAUN W.K. (1967). — Upper Devonian Ostracod Faunas of Great Slave Lake and northeastern Alberta Canada. *Intern. Symp. on the Devonian System*, vol. 2, p. 617-652, 9 pl., 7 fig.
- 5) CORYELL H.N. et MALKIN D.S. (1936). — Some Hamilton Ostracodes from Arkona, Ontario. *Amer. Mus. Novitates*, n° 891, p. 1-20, 38 fig.
- 6) DEVOS I. (1962). — Contribution à l'étude du Givétien et du Frasnien du Boulonnais. *Dipl. Et. Sup.* Lille, 1 br. ronéo 21 x 27, 86 p., 15 pl.
- 7) ELLIS G., MESSINA A. — Catalogue of Ostracoda. *Spec. Publ. Amer. Mus. Nat. Hist.*, New-York.
- 8) GROOS H. (1969). — Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg. (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). *Göttingen Arb. Geol. Paläont.*, n° 1, 110 p., 20 pl., 48 fig., 8 pl. h-t. Göttingen.
- 9) KESLING R.V. (1953). — Ostracods of The family Drepanellidae from the Arkona Shale of Ontario. *Contr. Mus. Pal. Univ. Mich.*, vol. 10, n° 8, p. 193-202, 1 pl.
- 10) KESLING R.V. et WEISS M. (1953). — Ostracods from the Norway point formation of Michigan. *Contr. Mus. Pal. Univ. Mich.*, vol. 11, n° 3, p. 33-76, 5 pl.
- 11) KESLING R.V. et PETERSON R.M. (1958). — Middle Devonian Hollinid Ostracods from the falls of the Ohio. *Micropaleontology*, vol. 4, n° 2, p. 129-148, Pl. 1-2.
- 12) KESLING R.V., KAVARY E., TAKAGI R.S., TILLMAN J.R. et WULF G.R. (1959). — Quasillitid and Alanellid Ostracods from the centerfield Limestone of western New-York. *Contr. Mus. Pal. Univ. Mich.*, vol. 15, n° 2, p. 15-31, 4 pl., 4 fig.
- 13) KROEMMELBEIN K. (1954). — Eine Ostrakoden-Fauna aus der Riff-Einlagerung im Plattenkalk der Paffrather Mulde (Givetium, Bergisches Land). *Senck.*, vol. 34, n° 4-6, p. 247-258, 2 pl., Frankfurt.
- 14) LECOMTE M. (1967). — Le Dévonien de la Belgique et le Nord de la France. *Internat. Symp. on the Devonian System*, vol. 1, p. 15-52, 18 pl.
- 15) LE FEVRE J. (1963). — Microfaunes de l'Emsien et du Dévonien moyen de la région Ougarta-Saoura (Sahara). *Dipl. Et. Sup.* Bordeaux, 3 fasc. ronéo. 21 x 27, I) texte : 180 p. ; II) 17 pl. photo ; III) Sources bibliographiques : 29 p. plus 4 pl.-cartes et 2 tabl. h-t., 4 pl. h-t.
- 16) LE MAÎTRE D. et DEVOS I. (1961). — Le Dévonien de la carrière du « Banc Noir » (Massif de Ferques : Boulonnais). Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 63-64.
- 17) LE MAÎTRE D. et DEVOS I. (1961). — Observations nouvelles sur le Dévonien du Massif de Ferques en Boulonnais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 761-763.
- 18) LE MAÎTRE D. et MAGNE F. (1964). — Le Dévonien des Carrières du « Banc Noir » et du « Griset » (Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 129-131.
- 19) MAGNE F. (1964). — Données micropaléontologiques et stratigraphiques dans le Dévonien du Boulonnais (France) et du Bassin de Namur (Belgique). *Thèse* 3^{me} cycle, Paris, 2 fasc. ronéo 21 x 27, I) texte : 172 p., 44 fig. ; II) 33 pl. photo, 12 pl. h-t.
- 20) Mc GILL P. (1963). — Upper and Middle Devonian Ostracodes from the Beaverhill Lake Formation Alberta, Canada. *Canad. Petr. geol. Bull.*, vol. 11, n° 1, 26 p.
- 21) MOORE R.C. (1961). — Treatise on invertebrate paleontology, Part Q, Arthropoda 3. *Geol. Soc. America*, Univ. of Kansas Press. Lawrence, Kansas.
- 22) PETERSON R.M. (1964). — Ostracodes of the superfamilies Quasillitacea and Kloedenellacea from the Middle Devonian strata of Michigan, Ohio, New-York and Ontario. *Journ. Pal.*, vol. 38, n° 5, p. 836-865, Pl. 133-136, 6 fig.
- 23) POLENGVA E.N. (1953). — Ostracody devonskich ctlozenij centralnogo devonskogo polja i Srednego Povolzja. *Trudy VNIIGRI*, vol. 68, p. 1-157, Leningrad-Moskva.
- 24) PRIBYL A. (1952). — The Ostracodes of the Middle Devonian (Givetian) of Poland in the profile Grzegorzewice -Shaly in Gory Swietokrzyskie (St. Croix Mountains). *Sbornik UUG 20, Odd. pal.*, p. 233-344, 8 pl., 4 fig.
- 25) STEWART G.A. (1936). — Ostracodes of the Silica shale, Middle Devonian, of Ohio. *Journ. Pal.*, vol. 10, n° 8, p. 739-763, Pl. 100-102.
- 26) STOVER L.E. (1956). — Ostracoda from the Windom Shale (Hamilton) of western New-York. *Journ. Pal.*, vol. 30, n° 5, p. 1092-1142, Pl. 111-119, 8 fig.
- 27) SWARTZ F.M. (1936). — Revision of the Primitiidae and Beyrichiidae, with new Ostracoda from the Lower Devonian of Pennsylvania. *Journ. Pal.*, vol. 10, n° 7, p. 541-586, Pl. 78-89.
- 28) VAN PELT H.L. (1933). — Some Ostracods from the Bell Shale, Middle Devonian of Michigan. *Journ. Pal.*, vol. 7, n° 3, p. 325-342, Pl. 39.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE VI

FIG. 1. — Lames minces. Gr. = 104. Biomicrite à ciment dolomitisé.

- a) valve conservée; présumée *Jenningsina* n. sp. aff. *catenulata* (VAN PELT 1933).
- b) valve partiellement détruite.
- c) « Fantôme » d'Ostracode.

FIG. 2 et 3. — *Tmemolophus trilobatus* n. sp. Gr. = 45.

- 2. - Holotype. Collection Frasnien du Boulonnais, Musée de Lille.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 3. - Paratypoidé. a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche.

FIG. 4. — *Flaccivelum* sp. A. Gr. = 45.

- a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche.
- c) vue dorsale. d) vue ventrale

FIG. 5 et 6. — *Polyzygia beckmanni* KROEMMELBEIN 1954, Gr. = 45.

- 5. - Forme longue.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 6. - Forme courte.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.

PLANCHE VII

(Gr. = environ 45).

FIG. 7 à 12. — *Jenningsina* n. sp. aff. *catenulata* (VAN PELT 1933).

- 7. - Type 1. a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 8. - Type 1 présentant une ornementation de type 2 dans la région dorsomédiane.
- 9 et 10. - Type 2. Formes longues.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 11. - Type 2. Forme courte.
 - a) vue latérale droite. b) vue dorsale.
- 12. - Type 3. a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.

FIG. 13 à 15. — *Ponderodictya* sp. C MAGNE, aff. ? *Punctulifera* (HALL 1860).

- 13 et 14. - Formes longues.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 15. - Forme courte.
 - a) vue latérale droite. b) vue dorsale.

FIG. 16 et 17. — *Pseudonodellina parvula minima* n. subsp.

- 16. - Holotype, Collection Frasnien du Boulonnais, Musée de Lille.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.
- 17. - Paratypoidé.
 - a) vue latérale droite. b) vue latérale gauche. c) vue dorsale.

—————« »—————

A. BOUROZ. — **Mise au point à propos de la note**

Corrélation entre les Tonstein Romance et Prudence

par F. LEGRAND

(*Ann. Soc. Géol. Nord*, 1969, t. LXXXIX, 3, p. 241-248, Pl. XV et XVI)

La note de M. Legrand a été présentée sous forme de note écrite à la séance de la Société Géologique du Nord du 7 mai 1969. Ayant assuré la présidence de cette séance spécialisée et n'ayant pas eu connaissance de la note de M. Legrand avant sa parution, il me paraît nécessaire d'apporter des précisions quant à son contenu.

La note de M. Legrand est basée entièrement sur l'absence supposée du tonstein Prudence dans la concession de Grenay (ancien groupe de Béthune). En fait, le tonstein Prudence a bien été identifié au siège 11 de Bully (Etage 529 - Bowette 11028, L.M. 21539) et dans le sondage de la Mutuelle, à 520 m (Champ du siège 6 de Bully, L.M. 3385). Ce tonstein se trouve dans une veinule de charbon située entre les veines Ernest et Madeleine de la série stratigraphique des sièges 5 et 11 de Bully. D'autre part, le tonstein Prudence se trouve dans la concession de Lens, entre les veines Léonie et Omérine. Comme les travaux d'exploitation, à proximité immédiate de la limite commune des concessions ne permettent absolument aucun doute quant à l'identité de la veine Ernest

de Bully avec la veine Léonie de Lens et celle de la veine Madeleine de Bully avec la veine Omérine de Lens, il s'ensuit que, même sous l'angle purement géométrique, les deux tonstein sont bien équivalents et représentent tous deux le tonstein Prudence dans la région.

Du point de vue pétrographique, ils sont identiques et présentent les caractéristiques du tonstein Prudence : Type IV, nombreuses biotites kaolinisées, vermicules de kaolinite, quelques amas vitreux en voie de microvermiculation kaolinique, quartz aciculaire ou à angles vifs, certains présentant des fentes de retrait (origine typiquement volcanique). On ne peut donc pas considérer comme satisfaisantes les corrélations présentées par M. Legrand.

Il faut reconnaître que le degré très avancé d'altération de la plupart des tonstein du Nord-Pas-de-Calais, en rend, sauf exception, la corrélation délicate, et il faut toujours en assurer le contrôle par l'utilisation d'autres méthodes (biostratigraphiques et géométriques), sinon on risque de s'exposer à des erreurs d'interprétation.

—————«»—————

La notion d'olistostrome et d'olistolite

Historique et étude critique (*)

par Paul BROQUET

Sommaire. — Après l'historique de la notion d'olistostrome et d'olistolite, nous rappelons les définitions proposées par G. Flores (1955) et indiquons l'évolution du concept.

Les termes d'olistostrome et d'olistolite s'avèrent d'un emploi très délicat et sont fréquemment utilisés pour qualifier des phénomènes différents selon les auteurs. A notre avis, si le concept d'olistostrome ne doit en aucun cas se substituer à celui d'une nappe de glissement, il peut s'appliquer à certains phénomènes sédimentaires bien particuliers.

Summary. — After an historical review of the olistostrome and olistolite's concept, we remind definitions proposed by G. Flores (1955).

The terms olistostrome and olistolite have a very delicate connotation. Numerous authors have used them, but some have occasionally deviated greatly from their original meaning. In our opinion, although the concept of olistostrome should never be substituted for that of the gliding nappe, it may be applied to certain very particular sedimentary phenomena.

1) Naissance de la notion d'olistostrome et d'olistolite.

Le concept est né dans le bassin centro-sicilien et en particulier dans la région de Valledolmo. Il a été proposé pour la première fois par les géologues de la Gulf Italia Company (***) et spécialement par G. Flores (1955) lors du quatrième congrès mondial du pétrole qui s'est tenu à Rome en juin 1955 et dont un compte rendu figure dans l'article de E. Beneo (1955).

Si les termes d'olistostrome et d'olistolite font leur apparition officielle en 1955 dans le vocabulaire géologique, la notion qui s'y rapporte, quoique mal définie, est déjà perceptible dans diverses publications antérieures. C'est ainsi qu'en Sicile,

(*) Cette communication a fait l'objet d'une présentation orale, le 28 novembre 1968, devant la Faculté des Sciences de Lille, lors de la soutenance de la thèse de Doctorat d'Etat de l'auteur (propositions données par la Faculté, seconde question de thèse). Elle a également été présentée à la Société Géologique du Nord au début de l'année 1969.

(**) A notre connaissance, faisaient partie de l'équipe géologique de la Gulf Italia Company : M.D. Beltrandi, G. Flores, M.P. Marchetti, P. Petrocchi, M. Rigo et P. Schmidt di Friedberg. La micropaléontologie était confiée à E. Di Napoli.

E. Beneo (1949) rompant avec la théorie des micro-diapys, propose d'expliquer par des glissements gravitationnels la situation de certains blocs de calcaires mésozoïques qui se trouvent sur des argiles tertiaires. Mais les premiers germes apparaissent bien plus tôt en Italie, en particulier dans les écrits de F. Salmoiraghi (1881) et L. Bombici (1882), qui introduisent le mécanisme des franes pour expliquer la genèse des « Argille Scagliose ». A propos du mode de formation de ces « Argille Scagliose », G. Uzielli (1883) fait déjà très clairement appel au phénomène de franes sous-marines. Ensuite, M. Anelli (1923) et G. Bonarelli (1929) parlent de glissements, puis de franes tectoniques (M. Anelli, 1938). Le terme de « frane orogénique » est introduit par G. Migliorini (1933) qui en décrit le processus, quant à l'idée de glissement gravitationnel, elle est déjà longuement développée par R. Signorini (1935). Cette idée est ensuite reprise et mise en valeur par divers auteurs, pour les « Argille Scagliose », entre autres par G. Merla (1951) dans l'Apennin septentrional et par E. Beneo (1949, 1950a) (***). Pour ce dernier auteur (1950a),

(***) Une analyse critique détaillée sur l'évolution des idées relatives aux glissements par gravité se trouve dans G.B. Del Piaz (1942) et E. Beneo (1950a-1956).

la Sicile est presque entièrement constituée d'un *énorme recouvrement dû à des glissements gravitationnels*. C'est à partir de 1951 que les géologues de la Gulf Italia Company étudient le bassin centro-sicilien et M.P. Marchetti (1957, p. 210) écrit : « Quand nous commençâmes l'étude de la Sicile centrale, il apparut évident que les surfaces autochtones étaient beaucoup plus étendues que Beneo ne le pensait, que dans une grande partie de la colonne stratigraphique du Tertiaire prédominait une sédimentation marine normale, et que les matériaux chaotiques existaient bien, mais se limitaient à quelques épisodes bien définis de la séquence tertiaire. En d'autres termes, nous reconnaissons que les phénomènes gravitationnels, indiqués par E. Beneo, y trouvaient bien place (et il lui revient la paternité de cette idée) mais qu'ils étaient beaucoup plus limités dans l'espace et dans le temps et que, en Sicile centrale, on rencontre des séries sédimentaires normales avec des intercalations chaotiques au lieu d'une énorme couche chaotique où toute reconstitution stratigraphique est impossible.

Les intercalations chaotiques de la partie supérieure de la séquence tertiaire (Pliocène et Miocène très élevé), qui furent définies les premières (1951), nous donnèrent l'idée du mécanisme... »

Il semble donc que la notion d'olistostrome et d'olistolite soit née très progressivement et en plusieurs étapes, les *principaux auteurs* qui y contribuèrent sont sans nul doute *E. Beneo et les géologues de la Gulf Italia Company parmi lesquels G. Flores*, qui proposa les premières définitions (1955) d'une terminologie employée entre 1951 et 1955 dans les rapports internes de la Gulf Italia Company.

2) Définition des termes olistostrome et olistolite, d'après G. Flores (1955).

Olistostrome :

Étymologiquement, cette locution à racines grecques se compose des termes glisser et accumulation. Elle signifie « accumulation due à un glissement, par analogie avec biostrome (accumulation due à la vie).

Par olistostrome, nous définissons ces accumulations sédimentaires chaotiques que l'on trouve au sein de dépôts normaux. Ils sont suffisamment continus pour qu'on puisse les indiquer sur les cartes et sont caractérisés par des matériaux pétro-

graphiquement hétérogènes, plus ou moins intimement mélangés, qui s'accumulent comme un corps semi-liquide. Ceux-ci ne présentent pas une vraie et réelle stratification, à l'exception d'éventuelles grandes inclusions de matériaux précédemment stratifiés. Dans chaque olistostrome, nous distinguons un ciment ou matrice, représenté par un matériel hétérogène, essentiellement pélitique, contenant des masses dispersées de roches plus dures. Ces dernières peuvent avoir une taille variable, allant du galet à de grandes masses pouvant atteindre plusieurs kilomètres cubes. Il n'y a pas un rapport constant entre le volume total des inclusions et celui de la masse cimentante.

Le terme *olistolite* (composé de glisser et roche) est attribué aux masses rocheuses incluses en tant qu'éléments isolés dans le ciment. Ces masses, spécialement quand elles étaient volumineuses, étaient précédemment qualifiées de blocs exotiques ou erratiques.

Dans quelques olistostromes, on peut reconnaître un ou plusieurs types d'accumulations par effet de coulée (flowage) allant du dépôt chaotique d'éléments plus grossiers qui furent matériellement détachés de leur position originelle, jusqu'à la sédimentation sélective (granoclassement) provoquée par des courants de turbidité ».

En 1959, G. Flores réexprime plus longuement son opinion. Il insiste sur le fait qu'en Sicile, de grandes accumulations chaotiques existent « qui ne sont pas nécessairement dues à l'action directe des forces tectoniques, mais peuvent être considérées comme résultant de glissements gravitationnels sub-marins ».

3) Evolution du concept d'olistostrome et d'olistolite.

Depuis 1955, de nombreux auteurs ont employé les termes proposés par G. Flores mais, pour certains d'entre eux, en s'écartant parfois très largement du sens primitif. Une publication récente de A. Jacobacci (1965), parue en 1966, dresse un historique très complet de ces auteurs. Il serait hors de thème de reproduire cette publication à laquelle nous conseillons le lecteur de se reporter. Nous nous contenterons de signaler les principales communications de ces treize dernières années.

En 1956, E. Beneo indique que diverses formations peuvent être considérées comme resédimentées et dans ce cas être rapportées à un même phéno-

mène : il s'agit essentiellement des « Argille Scagliose » et des « Argille Brecciate » de Sicile. Il précise que les olistostromes ont existé à toutes les époques géologiques et encore actuellement dans les fosses océaniques, de même qu'ils ne sont pas limités à l'Italie mais se sont développés en des lieux très divers. E. Beneo admet la définition de Flores, c'est-à-dire qu'il s'agit « d'accumulations sédimentaires chaotiques... intercalées dans des dépôts normalement sédimentés ». Il emploie, à propos des olistolites de petites tailles, le qualificatif de « pezzame ».

La même année, F. Rigo de Righi (1956) propose une classification des olistostromes en fonction de la texture de la matrice argileuse, c'est ainsi qu'il distingue des olistostromes :

- poudingoïdes,
- bréchiques,
- écailleux (ce stade correspond au transport le plus important et s'applique aux « Argille Scagliose » de l'Apennin septentrional).

De même pour les olistolites, il propose :

- les macroolistolites (plus de 100.000 m³),
- les mesoolistolites (1.000 m³),
- les microolistolites (quelques dizaines de m³).

Puis, M.P. Marchetti (1957), après G. Flores son collègue de la Gulf Italia Company, et F. Rigo de Righi, développe à nouveau le concept d'olistostrome et s'il garde les traits essentiels de la définition de G. Flores, il n'en introduit pas moins quelques notions nouvelles. Envisageant la genèse, il met involontairement en lumière l'ambiguïté de la notion d'olistostrome. Sa publication, qui tente pour la première fois d'expliquer le mode de formation des olistostromes, mérite une analyse approfondie.

Selon M.P. Marchetti (p. 216), le terme d'olistostrome est proposé pour indiquer une substance argileuse, plus ou moins chaotique, morcelée (« crumpled ») et bréchique, contenant des blocs rigides plus jeunes, contemporains, ou plus vieux que la matrice argileuse, glissée et écoulee par gravité dans une aire plus basse (généralement dans un bassin de sédimentation) et engendrée par des formations qui sont plus vieilles que celles sur lesquelles elle glisse. *Les olistostromes se mettent en place généralement en milieu marin, mais ils peuvent aussi être sub-aériens.*

Le terme d'olistolite est proposé pour indiquer les blocs emballés dans, ou flottant sur un olistostrome.

M.P. Marchetti donne ensuite un schéma expliquant le mode de formation d'un olistostrome dans un « bassin idéal » (voir fig. 1). Il considère « un bassin interne (eugeosynclinal) et un bassin externe (miogeosynclinal) où, durant une période pré-orogénique, un groupe de formations (A) de faciès différents dans les deux bassins (Aa), particulièrement argileux dans le bassin interne et (Ab) essentiellement marneux et calcaire, dans le bassin externe, se déposent sur un substratum rigide ».

Le second schéma indique le phénomène qui se produit pendant une première période d'activité tectonique. Il y a un soulèvement du bassin interne qui amène les complexes argileux au dessus de leur

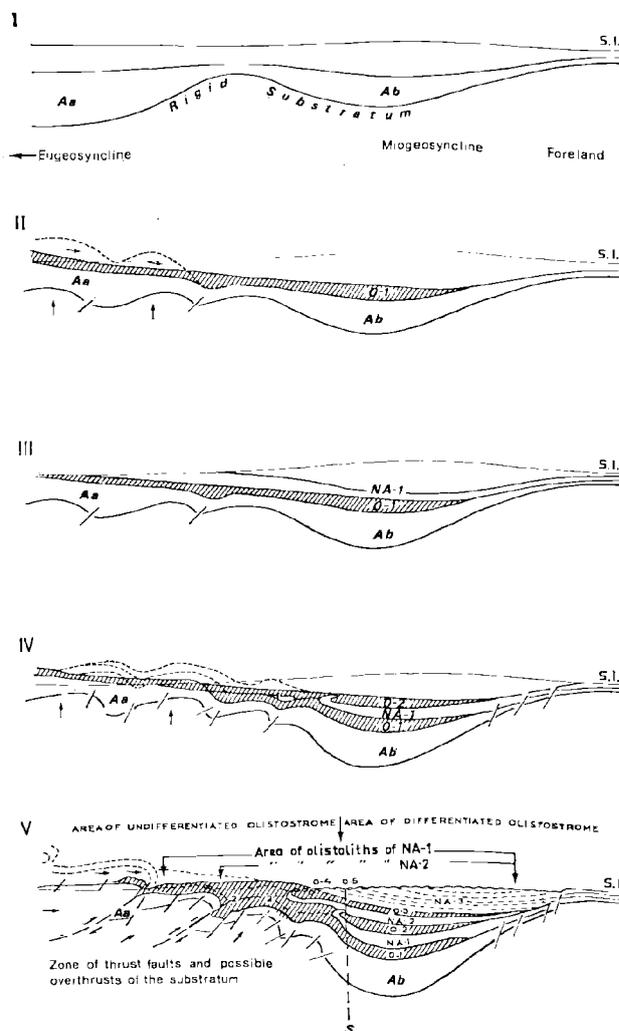


FIG. 1. — Origine des olistostromes d'après M.P. Marchetti

angle de stabilité et une partie d'entre eux glisse et coule vers et dans le bassin externe. Le matériel de faciès « Aa » est transporté sur les formations contemporaines de faciès « Ab ». Le premier olistostrome (O-1) se met ainsi en place.

Pendant la période de calme tectonique, un groupe supplémentaire de formations (néoautochtone) se sédimente sur le matériel allochtone de l'olistostrome O-1 comme il apparaît sur le troisième schéma où le néoautochtone est indiqué par NA-1.

Une nouvelle période d'activité tectonique est indiquée sur le quatrième schéma. Un soulèvement additionnel s'instaure avec plis et failles du substratum et des formations surincombantes. Une partie des formations néoautochtones NA-1 sont amenées au-dessus de leur angle de stabilité, glissent et coulent pour former un second olistostrome O-2 et ainsi de suite. Le bassin marin se réduit progressivement et on arrive au stade terminal (cinquième schéma) qui correspond à la fin du "cycle tectonique" et du cycle sédimentaire et précède une phase d'érosion. Dans le bassin interne, le substratum est haché de failles inverses et il est possible qu'il soit charrié.

« Les formations, d'abord déposées dans le bassin interne, ont été complètement translattées dans le bassin externe (qui est devenu de plus en plus profond) par deux sortes de phénomènes : érosion normale et sédimentation et déplacements dus à la gravité. Dans le bassin externe, les olistostromes sont différenciés alors que sur le bord interne de celui-ci et en allant vers le bassin interne, ils se surimposent et forment une épaisse substance olistostromique sans différenciation » (zone des olistostromes indifférenciés du cinquième schéma). Les formations, quand elles sont affectées de déplacements par gravité, contribuent à engendrer des olistolites dont M.P. Marchetti explique le mode de formation (fig. 2). Il propose la terminologie suivante (fig. 2) :

- A = néoolistolites ;
- B = mésoolistolites ;
- C = hipoolistolites.

L'auteur précise « que le cadre indiqué sur les schémas 2 à 5 de la fig. 1 se réfère à un bassin idéal et ne doit pas correspondre à la Sicile, des observations faites en Italie centrale et méridionale ayant été prises également en considération. La colonne verticale « s » correspondrait à une coupe stratigraphique relevée en sondage dans la Sicile centrale ».

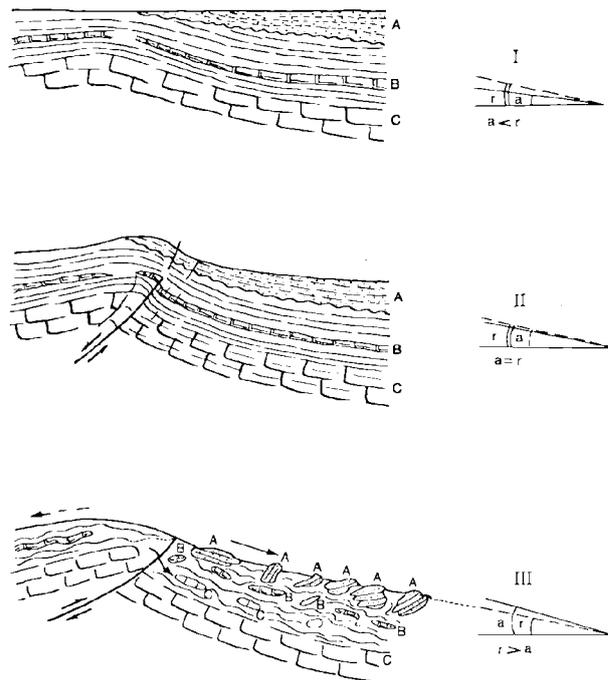


FIG. 2. — Origine des olistolites d'après M.P. Marchetti

provenant de } A = couverture formée de roches dures
B = intercalation rigide
C = substratum constitué de roches dures
r = angle d'équilibre
a = pendage moyen du substratum

Nous ne reviendrons pas sur le fait que le schéma est « idéal », ce qui est évident, mais sans entrer plus en détail dans cette importante publication, nous signalerons les points qui nous semblent essentiels. M.P. Marchetti reconnaît dans la genèse des olistostromes l'importance des phénomènes tectoniques. Il admet qu'à la base d'un olistostrome il est très commun de noter une *érosion tectonique* du substratum raboté par l'olistostrome (qui joue le rôle du rabot : les copeaux se détachant du substratum). Il indique que si l'on tient compte des faits, les olistostromes sont plus âgés que les roches sur lesquelles ils reposent et leur mise en place correspond aux pics tectoniques de l'orogénèse alpine. On pourrait donc en faire des nappes conventionnelles. Mais il fait remarquer :

— « que, à cause de leur nature plastique, les argiles qui forment ces unités ne peuvent transmettre les efforts tectoniques ;

— que leur nature chaotique et bréchique, leur alternance avec les sédiments marins normalement déposés, et la présence de blocs déracinés d'âges

divers, ne peut s'expliquer comme étant le résultat d'un chevauchement conventionnel ».

Il en déduit « que les forces qui contrôlent ce phénomène sont donc dues à la gravité, sans exclure à l'origine le rôle de la tectonique qui pourrait avoir contribué au déclenchement du phénomène ».

Il admet que les olistostromes se mettent en place en *milieu marin et aussi sub-aérien*.

En toute logique, à propos de certains olistostromes, *n'a-t-il pas redéfini la notion de nappe de charriage mise en place par gravité ou nappe de glissement*, si chère aux anciens géologues alpins ? (*) D'ailleurs, son explication qui s'applique en particulier à notre « nappe des A.S. » (P. Broquet, 1968), et correspond à son « olistostrome Valledolmo », rejoint la démonstration de G. Merla (1951) qui admet que les A.S. sont dues à des « glissements orogéniques » qui peuvent « être sub-aériens ou sous-marins » (E. Benecio, 1956).

Comme on peut le constater dans le travail de M.P. Marchetti, la notion d'olistostrome a atteint son stade de développement maximum. Elle peut permettre d'expliquer la géologie de toute l'Italie qui ne serait en définitive qu'un vaste olistostrome. Mais cette explication est certainement trop facile. Après M.P. Marchetti, certains auteurs vont s'interroger, avant de restreindre la terminologie. Parmi les géologues qui s'interrogent, V. Bortolotti (1962), propose de distinguer les phénomènes sédimentaires et tectoniques de la façon suivante : « par phénomène sédimentaire, on peut entendre celui qui donne naissance à de nouvelles roches sédimentaires » et « par phénomène tectonique, celui qui occasionne la remise en place de roches qui maintiennent leur ordonnance originelle ». Enfin, d'autres auteurs vont employer le terme d'olistostrome, il s'agit de U. Losacco (1963) et G. Papani (1963). Puis G. Merla (1964) lui attribue un sens uniquement sédimentaire, mais ne restreint pas la terminologie, il fait néanmoins remarquer qu'il existe une frontière incertaine entre phénomènes sédimentaires et tectoniques dans l'Apennin centro-septentrional. D'autres auteurs abordent le problème sans le discuter, il s'agit de M. Zalaffi (1962-1963), E. Catenacci (1964), etc...

(*) A ce propos, nous renvoyons aux remarquables travaux des précurseurs que furent M. Bertrand (1884-1900), H. Schardt (1893), M. Lugeon (1896-1903) ainsi qu'aux publications plus récentes de M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans, relatives à la tectonique d'écoulement par gravité.

4) Discussion et restriction de la notion d'olistostrome et d'olistolite.

En 1965, A. Jacobacci fait une mise au point intéressante et propose, en conclusion, une nouvelle définition, qui, à notre avis, restreint le sens attribué aux olistostromes par M.P. Marchetti.

De son intéressant exposé, nous retiendrons les points suivants :

— « un olistostrome est constitué d'un dépôt ou d'une *accumulation de matériel provenant d'une frane*. Celui-ci quoique dû à des causes diverses est un *phénomène sédimentaire* et pourtant doit se trouver intercalé, tout au moins dans quelques cas, dans le cadre d'une région ou d'un milieu de sédimentation, à des sédiments normalement sédimentés ou à des turbidites... ;

— puisque l'olistostrome est par définition une accumulation liée à une frane, *il doit présenter au moins en partie l'allure chaotique d'une frane ;*

— une frane ne doit pas présenter de stratification, ni être limitée par des surfaces sub-parallèles. Les éléments macroclastiques plus diffus, pour lesquels on peut conserver le nom de « *pezzame* », *doivent avoir, de toute évidence, l'aspect d'une brèche ou d'un poudingue*, de dimensions moyennes variables suivant les cas et d'après la nature et les conditions diagénétiques des éléments intéressés par le mouvement de la frane ;

— chaque mouvement de la frane constitue un phénomène en soi. Deux olistostromes directement superposés peuvent même ne pas être distincts l'un de l'autre. Cependant, plus fréquemment, les olistostromes sont séparés entre eux de sédiments normaux et (ou) de sédiments granoclassés. Ces derniers constitueraient un dépôt de turbidité dû à la frane ;

— un olistolite peut être défini comme une masse particulièrement volumineuse présente dans la frane ;

— les blocs isolés dans des sédiments normaux ou dans des turbidites peuvent laisser supposer l'existence de phénomènes différents des franes sous-marines ; ils peuvent garder, s'ils ont une origine incertaine, le nom de blocs exotiques ;

— *on ne devra, cependant, pas considérer comme des olistostromes ou des olistolites, ces complexes lithologiques de notable dimension, constitués de sédiments stratifiés ayant une approximative concordance avec les terrains sous jacents... Dans de tels cas, la mise en place de ces complexes sédimentaires pourrait être attribuée à d'autres causes qu'un phénomène sédimentaire ».*

La mise au point de A. Jacobacci démontre que l'utilisation des termes « olistostrome » et « olistolite » demeure très délicate.

Certaines formations semblent cependant répondre à cette définition, en particulier les « Argille Scagliose » crétacées intercalées dans le Macigno tertiaire (Oligocène ?) de l'Apennin toscan et ligure (P. Elter et K. Schwab, 1959) qualifiées alors d'*exolistostrome* (*) par opposition aux *endolistostromes* qui appartiendraient à la série qui les contient (P. Elter et G. Raggi, 1965). Cette distinction a été établie dans l'Apennin ligure.

Il est probable qu'en Sicile, dans le Miocène très supérieur, le Pliocène et le Quaternaire du Bassin centro-sicilien, et en particulier dans la partie la plus méridionale de celui-ci, existent des formations chaotiques intercalées dans des dépôts normalement sédimentés qui doivent répondre aux définitions de A. Jacobacci, par exemple, « la formation Pianella », décrite par M.P. Marchetti (1957). Mais dans les Madonies (P. Broquet, 1968), il ne semble pas que ce soit le cas. D'ailleurs, nous avons fait (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966) une mise au point relative aux phénomènes de resédimentation. Nous écrivions page 1001 : « la resédimentation, d'après l'étymologie, devrait se comprendre comme une nouvelle sédimentation d'éléments empruntés à des roches sédimentaires préexistantes, où ils étaient inclus. A ce titre, un grand nombre de roches détritiques banales sont formées d'éléments resédimentés. Peut-être vaut-il mieux la définir comme l'inclusion, dans des sédiments banaux, d'objets dispersés, nettement séparés de la masse rocheuse qui les a fournis ? Ainsi comprise, la resédimentation peut intéresser des éléments de dimensions très variées : microfaunes remaniées, lambeaux ayant conservé leur cohérence et leur structure initiale, coulées plus ou moins turbulentes de matériel plastique.

Même en admettant ce sens restreint, il existe des passages évidents entre une roche détritique, grès ou conglomérat à éléments disjoints, et une dispersion chaotique de lambeaux rocheux, de grandes dimensions. En outre, il est parfois difficile de savoir si tel bloc ou lambeau, isolé par l'érosion, est une klippe, au sens tectonique et français du terme, ou une klippe sédimentaire. Peut-être faudrait-il considérer les processus, et dire que la sédimentation concerne les seuls éléments transpor-

tés par un fluide en mouvement (eau, vent) ou par la glace, alors que la resédimentation serait due à la seule action de la gravité. Mais il existerait, ici encore, des *cas limites ou litigieux*.

Devant ces difficultés, divers auteurs emploient les termes d'olistostromes et d'olistolites, introduits par G. Flores (1955)... Dans notre région d'étude, les blocs et lambeaux exotiques sont — au moins généralement — emballés dans les sédiments marneux banaux du Miocène supérieur, et ne sont donc pas associés à des olistostromes. C'est pourquoi, nous préférons les désigner comme des klippes sédimentaires. Ce dernier terme, dû à P. Lamare (1946), n'implique, à notre sens, aucun processus de mise en place (du type glissement, écoulement ou courant de turbidité).

P. Lamare (1946) a créé le terme de klippes sédimentaires pour désigner des masses lenticulaires emballées dans le Crétacé du massif de Mendibelza. « Certaines atteignent plus de 500 m de longueur sur une épaisseur de 4 à 5 m, qui peut même s'abaisser à 2 m au voisinage de leur extrémité biseautée. Elles se présentent en barres continues ou en une suite de lentilles se relayant avec un léger décalage, parfois sur plus d'un km. Localement, les klippes d'un même ensemble s'alignent parallèlement, dans des gisements sans rapport avec ceux des accidents tectoniques. Dans le Céno-manien, une klippe d'ophite de 50 m au plus d'épaisseur semble s'étendre sur 900 m. Elle repose sur des grès à galets clairsemés et supporte progressivement un conglomérat. (in A. Caire, 1957a, p. 562) ».

Nous expliquons clairement (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966), que nos klippes sédimentaires ont une *origine tectonique*, raison pour laquelle il nous semblait dangereux d'employer les termes d'olistolites et d'olistostromes qui impliquent la reconnaissance préalable du mode de transport (franc). « D'autre part, le terme d'olistostrome ne peut être appliqué à un dépôt tant qu'on n'a pas trouvé dans celui-ci une partie chaotique. La simple découverte d'une petite partie chaotique, à l'occasion du dégagement de nouveaux affleurements, amènerait à qualifier d'olistostrome ce qui avait auparavant un autre nom. Encore faut-il montrer que la chaotieité est due à un mode de transport contemporain de la sédimentation, et non à des actions tectoniques postérieures ou à des remises en marche sous l'influence de la gravité. En outre, nous ignorons à partir de quelle dimension nous devons parler d'olistolite ».

(*) Au sein d'un flysch, de telles inclusions sont généralement dénommées « wildflysch ».

Pour ces raisons et ces doutes, nous continuerons à ne pas parler d'olistostromes ou d'olistolites pour nos klippes sédimentaires.

En ce qui concerne le terme « bloc exotique », il est souvent appliqué par les géologues français, à des « blocs » mis en place tectoniquement (et non sédimentairement) (voir par exemple A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4^e édit, 1900, p. 1767, 1785, 1786, 1890) (*in* P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966, p. 1002).

5) Cette notion peut-elle s'appliquer hors d'Italie ?

Des phénomènes comparables ont été signalés dans de nombreux pays, entre autres en Russie (Caucase septentrional, Daghestan, Azerbaïdjan, Géorgie occidentale) (Arkhangelsky et Strakhov, 1938 ; Konioukhov, 1934 ; L.N. Rosanov, 1939 ; V. Tikhomirov et V.E. Khain, 1947 ; M.F. Dzvelaia, 1954), et d'après M.P. Marchetti, il pourrait en être ainsi du flysch chaotique à blocs de calcaires permien, triasiques et liasiques et de roches volcaniques basiques, dans le Tibet méridional (A. Heim et A. Gansser, 1939). De même au Pérou (I.M. Doreen, 1951) ; dans la partie occidentale du Vénézuéla (O. Renz, R. Lakeman et E. Van der Meulen, 1955) ; aux Etats-Unis, dans le Wyoming méridional, où V.R. Keefer (1958) indique des blocs de calcaires primaires dans du Crétacé. En Iran ; au Maroc (E. Beneo, 1950b, ainsi que W. Bruderer et R.G. Levy, 1952). En Algérie, dans le sillon sud-tellien, A. Caire (1953) indiquait « que le Miocène de l'unité A contenait des lambeaux de Sénonien glissés dans la mer miocène... Ces bandes calcaires ne pourraient être considérées comme des écailles » et A. Caire « envisageait leur analogie avec ce que P. Lamare (1946) avait décrit sous le nom de klippes sédimentaires (A. Caire, 1953) ». Il faut citer également les travaux de M. Mattauer (1956, p. 193-194) et surtout la remarquable description des glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien par A. Caire (1957b). En Espagne, dans le bassin du Guadalquivir (Andalousie occidentale), E. Perconig (1961) signale « des nappes de glissement ou olistostromes (au sens de M.P. Marchetti) ». La publication de E. Perconig permet d'établir, à priori, quelques corrélations intéressantes avec la Sicile. Ses descriptions de la nappe de Carmona évoquent les A.S. de Sicile avec une analogie très intéressante entre la couverture de la nappe de Carmona (grès de l'Aljibe) et le Numidien interne de Sicile. De plus, l'âge de la mise en place, situé entre l'Helvétien et le

Tortonien moyen en Espagne est semblable, ou presque, à celui que nous avons mis en évidence en Sicile (P. Broquet, 1967-1968). En Corse, V. Bortolotti et P. Passerini (1963) font état de la présence d'olistostromes. En Europe centrale, des klippes sédimentaires ont été signalées dans l'W des Carpathes (D. Andrusov et E. Scheibner, 1968). De même en Roumanie (Carpathes orientales) dans le flysch schisto-gréseux aptien, des klippes (probablement sédimentaires) de calcaire jurassique et crétacé inférieur sont indiquées sur la feuille au 1/200.000 de Covasna, ainsi que dans les conglomérats albo-aptiens et cénomano-vraconiens, sous l'appellation d'olistolites (feuille au 1/200.000 de Brasov). Dans un domaine plus externe, des olistolites néocrétacées sont figurés dans les argiles oligocènes (feuille au 1/200.000 de Tirgoviste) (*).

Il se pourrait également que l'île de Timor, située sur l'arc externe non volcanique des îles de la Sonde, présente des klippes sédimentaires. Mais il s'agit là d'une interprétation personnelle fondée sur des analogies avec la tectonique sicilienne. En effet, les géologues qui ont étudié ce pays parlent de klippes au sens tectonique du mot, invoquant essentiellement, semble-t-il, des déplacements subaériens. D. De Waard (1954) indique que l'île de Timor montre « un remarquable exemple de tectonique de glissement par gravité ». R. Gageonnet et M. Lemoine (1958) écrivent : « sur l'autochtone, schistes cristallins, roches éruptives et calcaires Fatu forment quantité de petits massifs disséminés sans ordre apparent. Nous en arrivons là aussi à l'idée schématique d'une quantité de blocs, plus ou moins rigides, disjoints, flottant sur un substratum plastique ». Cette description, ainsi que l'observation des cartes géologiques de Timor, évoquent la tectonique du bassin centro-sicilien et de ses abords septentrionaux.

Bref, ce rapide tour d'horizon montre que cette notion peut s'appliquer dans de très nombreux pays et à des époques géologiques très variées, allant du Primaire au Quaternaire actuel, comme l'a déjà fait remarquer E. Beneo (1956) (**). Toute-

(*) En général, le sens donné au terme olistolite par les géologues d'Europe centrale, s'écarte de la définition de G. Flores. L'appellation « klippe sédimentaire » serait plus exacte. Ceci va, semble-t-il, dans le sens des propositions de D. Andrusov et E. Scheibner (1968).

(**) Des olistostromes quaternaires sont signalés en Sicile : à Gela par E. Beneo (1957) et dans la région d'Agrigente, près de Realmonte par M.D. Beltrandi (1960), cet olistostrome étant contemporain du Calabrien ou postérieur à celui-ci selon G. Bianchini et G. Mascle (1969).

fois, dans de nombreux cas, il reste à faire la distinction entre les véritables olistostromes (et leur cortège d'olistolites) et les nappes de glissement se résolvant parfois en klippes sédimentaires ; certains termes, en particulier celui d'olistostrome, étant employés pour qualifier des phénomènes très différents selon les auteurs.

6) Conclusions.

Les termes d'olistostrome et d'olistolite sont d'un emploi très délicat. A notre avis, *si le concept d'olistostrome ne doit en aucun cas se substituer à celui de « nappe de glissement »* qui existe depuis bien longtemps et bénéficie donc de la priorité, il peut s'appliquer à *certaines phénomènes sédimentaires bien particuliers*. Ces phénomènes ont été rappelés par A. Jacobacci (1965). Il faut y rapporter les glissements synsédimentaires intraformationnels fréquents dans les séries sédimentaires des zones instables et subsidentes. Dans ce cas, il est possible de faire la distinction entre les exolistostromes et les endolistostromes, au sens de P. Elter et G. Raggi (1965).

Afin d'exclure toute intervention tectonique dans la mise en place d'un olistostrome, il serait logique d'admettre qu'ils ne peuvent former que des couches ou lentilles d'assez faibles épaisseur et superficie. On peut concevoir que des franes ou des coulées boueuses peu épaisses (métriques à décimétriques) se soient déplacées sur un fond marin ou même « à sec » sans faire appel à un transport d'ordre tectonique. Elles se seraient mises en place par simple glissement.

La restriction apportée aux olistostromes se répercute sur les olistolites qui ne peuvent être dans ce cas, que des blocs de petite taille emballés dans les olistostromes.

Contrairement à la tendance actuelle et pour toutes les raisons formulées précédemment, nous n'emploierons le terme d'olistostrome que dans des

cas très limités et bien précis. Par contre, nous ferons un usage abondant du vocable « klippe sédimentaire » qui n'implique à notre sens, aucun processus particulier de mise en place et, de plus, bénéficie de la priorité d'usage puisqu'il a été créé en 1946. C'est d'ailleurs ce terme que nous avons jusqu'à présent employé dans nos publications : P. Broquet (1964 a et b, 1968) ; P. Broquet, A. Caire et G. Mascle (1966) ; G. Mascle (1966). Nous avons indiqué précédemment la raison pour laquelle le terme de « bloc exotique » ne serait pas très heureux, quoiqu'il ait déjà été employé au sens de blocs mis en place dans des sédiments marins (J. Tercier, 1947).

Dans le domaine des Madonies (P. Broquet, 1968), la genèse des klippes sédimentaires semble pouvoir résulter de trois processus que nous avons indiqués en 1966 (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle) et que nous rappelons :

1) « Disjonction ou dilacération d'une nappe en cours de transport sur des sédiments gorgés d'eau, ou sur fond mobile soumis à des dislocations tectoniques ;

2) mise en déséquilibre des parties frontales d'appareils chevauchants soulevés le long de surfaces obliques. Ainsi, lors du soulèvement, et éventuellement du transport vers le Sud, de l'unité de Selafani, le Numidien externe a pu se morceler grâce au jeu disharmonique de ses horizons plastiques ;

3) arrachement et entraînement de lambeaux rocheux sous l'action des masses surincombantes en cours de déplacement.

Les petites klippes sédimentaires et les fragments qui descendent jusqu'à l'échelle métrique ou décimétrique, ne demandent pour leur part que des conditions de formations banales : éboulements, éroulements, glissements superficiels. Il est bien facile d'en rendre compte lorsqu'on a admis l'existence des lambeaux de grandes dimensions ».

* * *

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) ANDRUSOV D. et SCHEIBNER E. (1968). — Classification of « klippe » or « klippen ». *XXIII Int. Geol. Congr.*, vol. 3, p. 93-102, Czechoslovakia.
- 2) ANELLI M. (1923). — Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell' Appennino emiliano. *Rend. R. Acc. Lincei. Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat.*, (5), vol. 32, Roma.
- 3) ANELLI M. (1938). — Notre stratigraphie tettonique sull'Appennino di Piacenza *Atti e Mem. R. Acc. Sc. Lett. Arti di Modena*, (5), vol. 3, Modena.
- 4) ARKHANGELSKY A.D. et STRAKHOV N. (1938). — Structure géologique et histoire du développement de la Mer noire. Moscou, 1 vol.
- 5) BELTRANDI M.D. (1960). — Excursion in Sicily. *Petr. Expl. Soc. Libya, Tip. del Senato*, p. 15-21, Roma.
- 6) BENEVO E. (1949). — Sul « microdiapiro » di Leonforte e su quelli a N di Gela (Sicilia centrale e meridionale). *Atti. Acc. Naz. Lincei*, vol. VII, n° 1-4, p. 108-113, Roma.
- 7) BENEVO E. (1950a). — Le possibilita petrolifere della Sicilia nel quadro di una più realistica interpretazione della tettonica italiana. *Boll. Serv. Geol. Italia*, vol. 72, Roma.
- 8) BENEVO E. (1950b). — Sull' identita tettonica esistente tra la Sicilia e il Rif (Nord Marocco). *Boll. Serv. Geol. Italia*, vol. 72, (1), p. 9-16, 1 fig., 7 pl.
- 9) BENEVO E. (1955). — Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. IV World Petrol. Congr., Roma, sect. I/A/2, *Boll. Serv. Geol. Ital.*, Vol. 78, p. 1-25.
- 10) BENEVO E. (1956). — Accumuli da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, vol. 78, p. 291-321, 1 fig. Roma.
- 11) BENEVO E. (1957). — Sull' olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). *Boll. Serv. Geol. Ital.*, Vol. 79, p. 5-15, 3 fig. Roma.
- 12) BIANCHINI G. et MASCLE G. (1969). — Morphologie et tectonique plio-quaternaire dans la région de Realmonte (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 269, p. 1369-1371.
- 13) BOMBICCI L. (1832). — Montagne e vallate del territorio di Bologna. In : « *L'Appennino Bolognese, descrizione e itinerari* » della Sez. Bolognese del Club Alpino. Bologna.
- 14) BONARELLI G. (1929). — Interpretazioni strutturali della regione feltresca. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 48, p. 314-316, Roma.
- 15) BORTOLOTTI V. (1962). — Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti ed alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 81, Pisa.
- 16) BORTOLOTTI V. et PASSERINI P. (1963). — Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nella parte settentrionale della Corsica. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 82, Pisa.
- 17) BROQUET P. (1964a). — Découverte d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3800-3802.
- 18) BROQUET P. (1964b). — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 303-308.
- 19) BROQUET P. (1967). — L'âge de la mise en place de la nappe numidienne dans la région de Valledolmo (Sicile centro-septentrionale). *C.R. somm. S.G.F.*, (6), p. 239-240.
- 20) BROQUET P. (1968). — Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse, Fac. Sc. Lille*, 796 p., 242 fig., 31 pl., 1 carte au 1/100.000 h-t.
- 21) BROQUET P., CAIRE A. et MASCLE G. (1966). — Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). *B.S.G.F.*, (7), t. VIII, p. 994-1013, 9 fig.
- 22) BRUDERER W. et LEVY R.G. (1952). — Considérations sur la « Nappe pré-rifaine » d'après les travaux de la Société chérifienne des Pétroles. *XIX^e Congr. géol. Intern. Alger. A.S.G.A.*, fasc. 21, p. 277-294.
- 23) CAIRE A. (1953). — Allochtone sud-tellien et autochtone présaharien au Nord du Hodna (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 237, p. 1428-1430.
- 24) CAIRE A. (1957a). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Thèse. Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., Bull. n° 16.
- 25) CAIRE A. (1957b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., Bull. n° 16.
- 26) CATENACCI E. (1964). — Sulla presenza di masse calcaree mesozoiche incluse nei sedimenti miocenici della media valle dei T. Ausente (Lazio meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.* vol. 83, Roma.
- 27) DAL PIAZ G.B. (1942). — L'influenza della gravita nei fenomeni orogenetici. *Atti Acc. Sc. Torino*, vol. 77, Torino.
- 28) DOREEN I.M. (1951). — Rubble Bedding and Graded Bedding in Talara formation of Northwestern Peru. *Bull. American Ass. Petrol. Geol.*, 35, (8).
- 29) DZVELAJA M.F. (1954). — Glissements et éboulements sous-aquatiques dans les sédiments du Miocène supérieur de la Géorgie de l'Ouest. *Dokl. Akad. Nauk.*, t. 46, (3), p. 593-596, U.R.S.S.
- 30) ELTER P. et SCHWAB K. (1959). — Nota illustrativa della carta geologica all' 1/50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli. *Boll. Soc. Geol. Ital.* vol. 78, p. 157-187, 6 fig., 4 pl., Pisa.
- 31) ELTER P. et RAGGI G. (1965). — Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1) osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di zignago (La Spezia); 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 84, p. 303-322, 8 fig., Pisa.
- 32) FLORES G. (1955), in BENEVO E. (1955). — Discussion, p. 19-21.
- 33) FLORES G. (1959). — Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. *Proc. V. World Petrol. Congr.*, New-York.

- 34) GAGEONNET R. et LEMOINE M. (1958). — Contribution à la connaissance de la géologie de la province portugaise de Timor. *Estudos, Ensaios e Documentos*, 48, Lisboa.
- 35) HEIM A. et GANSSER A. (1937). — Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. *Denskschr. Schweizerische Naturfor. Gesell.*, t. 73, (1).
- 36) JACOBACCI A. (1965). — Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, vol. 86, p. 65-85.
- 37) KEELER W.R. (1958). — Cenozoic landslides versus klippen. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, 12, 11.
- 38) KONIOUKHOV I.A. (1934). — *Dokl. Akad. Nauk, U.R.S.S.*, 58, n° 6.
- 39) LAMARE P. (1946). — Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *B.S.G.F.*, (5), XVI, p. 265-312.
- 40) LOSACCO U. (1963). — Osservazioni geologiche e morfologiche nei dintorni di Pienza nella media Val d'Orcia. *Universo*, anno 43, Firenze.
- 41) MARCHETTI M.P. (1957). — The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. *Congr. Geol. Intern.*, XX ses., p. 209-225, 7 fig., Mexico.
- 42) MASCLE G. (1966). — Découverte d'une série mésozoïque à l'état de klippe sédimentaires au Nord de Prizzi (Sicile centro-septentrionale). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 334-335.
- 43) MATTAUER M. (1956). — Essai de coupe du Tell Algérois. *B.S.G.F.*, VI, (6), p. 189-199.
- 44) MERLA G. (1951). — Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 70, Roma.
- 45) MERLA G. (1964). — Centro di studi per la Geologia dell'Appennino. La Sezione-Firenze. Attività svolta nel periodo 1951-63. Suppl. « *La ricerca scientifica* », anno 34, Sez. 2a, vol. 3, Rome.
- 46) MIGLIORINI C. (1933). — Considerazioni su di un particolare effetto della orogenesi. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 52, Roma.
- 47) PAPANI G. (1963). — Su un olistostroma di « argille scagliose » intercalato nella serie oligo-miocenica del Subappennino reggiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 82, Roma.
- 48) PERCONIG E. (1961). — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Liv. Mém. Prof. Fallot, S.G.F.*, t. I, p. 229-256.
- 49) RENEZ O., LAKEMAN R. et VAN DER MEULEN E. (1955). — Submarine sliding in western Venezuela. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, Vol. 39, n° 10, p. 2053-2057, 7 fig.
- 50) ROSANOV L.N. (1939). — Revue de l'Institut Minier de Léningrad, v. 3.
- 51) RICO DE RIGHI F. (1956). — Olistostromi neogenici in Sicilia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 75 (3), p. 185-215, Roma.
- 52) SALMOIRAGHI F. (1881). — Alcuni appunti geologici sull'Appennino fra Napoli e Foggia. *Boll. R. Comitato Geol. d'Ital.*, vol. 12, p. 96-125.
- 53) SIGNORINI R. (1935). — Linee tettoniche trasversali dell'Appennino settentrionale. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 6.
- 54) TERCIER J. (1947). — Le flysch dans la sédimentation alpine. *Eclog. Geol. Helv.*, vol 32.
- 55) TIKHOMIROV V.V. et KHAIN V.F. (1947). — *Dokl. Akad. Nauk.*, 58, n° 6, Moscou.
- 56) UZIELLI G. (1883). — Memoria sulle argille scagliose. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 2, p. 95-105.
- 57) WAARD D. DE (1954). — Geological research in Timor, an introduction. *Indon. Journ. Nat. Sc.*, 110, p. 1-8.
- 58) ZALAFFI M. (1962). — Su alcune piccole strutture affioranti nella piana di Cassino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. 4, Bologna, 1964.
- 59) ZALAFFI M. (1963). — Segnalazioni di un livello con piccole coproliti fosfatiche e glauconite nel Miocene del Lazio meridionale. *Geologica Romana*, vol. 2, Roma.

« »

La structure annulaire granitique de Suf-Kajiran (Afghanistan central)

par Albert F. DE LAPPARENT et Jacques BLAISE(*)

(Planche VIII)

Sommaire. — Une profonde dépression circulaire, d'une étonnante régularité, a été repérée, puis visitée, à Suf-Kajiran, à 200 km au Nord de Kandahar. Elle est due à l'érosion d'une intrusion de granodiorite, métamorphisant les calcaires triasiques. Ce pointement granitique se relie aux grandes masses sialiques de la partie orientale de l'Afghanistan central. L'examen du cours de la rivière qui entre, puis sort du cirque de Suf-Kajiran conduit à d'intéressantes considérations géomorphologiques et révèle des déformations récentes de la région.

Summary. — A deep annular depression was visited at Suf-Kajiran, 200 km North of Kandahar. It is due to the erosion of an intrusive body of granodiorite, which brings out a contact metamorphism close to triassic limestones. This body is in relation with other granites widely expanded at the eastern part of central Afghanistan.

The study of the river going in and out of the annular structure drives to interesting geomorphological considerations and shows clearly recent deformations in this area.

1) Reconnaissance sur le terrain.

L'attention des géologues est parfois attirée par de curieuses dépressions circulaires, visibles à terre et encore mieux d'avion ; leur origine peut être très diverse et demeure parfois énigmatique.

a) LOCALISATION DE LA STRUCTURE DE SUF-KAJIRAN.

Depuis quelques années, certains avions de la ligne Téhéran-Kaboul volent directement de Farah vers Ghazni au dessus d'un océan de montagnes décharnées où l'on remarque, vers le milieu du trajet, une dépression circulaire d'une étonnante régularité. Nous avons pu la situer sur carte, un peu à l'Ouest du cours moyen de l'Hilmend, dans la région de Kajiran, à quelque 200 km au Nord de Kandahar (fig. 1). Mais quelle était la nature de ce « rond » ?

(*) Inst. de Géologie IGAL, 21, rue d'Assas, Paris (6^e).

R.C.P. n° 44 du C.N.R.S. « Mission géologique en Afghanistan et études connexes ». Avec le soutien de M. Saïd Hachem Mirzad, Président des Mines et de la Géologie d'Afghanistan.

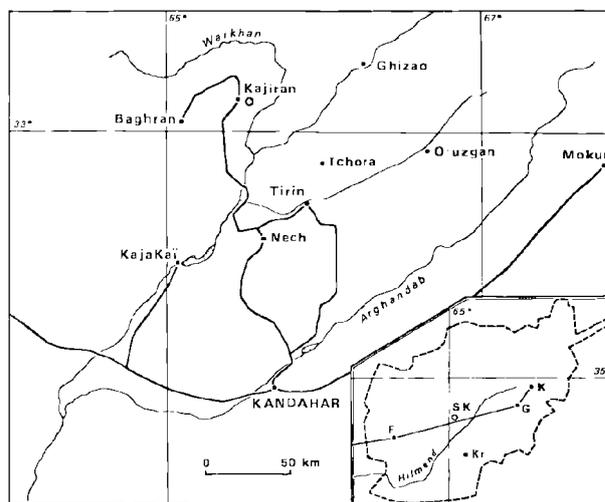


FIG. 1. — Croquis de situation de la région de Kajiran. Dans le carton, trajet des avions. K, Kaboul ; G, Ghazni ; F, Farah ; Kr, Kandahar ; SK, Suf-Kajiran.

Il ne ressemblait pas vraiment à un cratère basaltique et cette hypothèse fut écartée. S'agirait-il d'un cratère météorique ? Cette origine n'était

pas à exclure. Ou bien serait-on en présence d'une inversion de relief dans un noyau anticlinal marneux entouré de calcaires qui apparaissent stratifiés ? Mais il pouvait aussi s'agir d'une intrusion granitique de forme circulaire, que l'érosion aurait évidée au milieu de calcaires plus résistants ? Cette dernière hypothèse retenait particulièrement notre attention, car nous avons observé des intrusions granitiques donnant lieu à des dépressions, beaucoup moins régulières il est vrai, dans la région de Ghizao.

La carte de la mission géologique allemande (1964) attribuait la région de Suf au Crétacé inférieur, tandis que du granite était figuré approximativement en ce point sur la nouvelle carte géologique de l'Afghanistan parue à la fin de l'été 1969. Pourtant, l'examen des photos aériennes, tel que nous pûmes le faire à l'Institut cartographique de Kaboul, laissait la réponse en suspens : aucune roche caractérisée ne semblait ressortir à l'intérieur du cirque.

Il fallait donc aller voir sur place et l'un de nous (A.L.) s'est rendu en jeep à Kajiran en octobre 1969. Chemin faisant, notre hésitation demeurait : nous traversons en effet des dépressions provoquées par inversion de relief, aussi bien dans des schistes sous-jacents à des calcaires (col de Chanbarak) que dans des granites intrusifs (région de Nech). Aucune d'ailleurs ne présentait l'étonnante régularité de celle qui avait été vue d'avion près de Kajiran.

b) APERÇU STRATIGRAPHIQUE.

La série des terrains de Kajiran nous était entièrement inconnue en arrivant. Nous avons pu distinguer les termes suivants.

Le Permien supérieur a été reconnu au versant méridional du col de Chanbarak : calcaires et marnes à *Spirifers* et *Fusulines* (déterminations de M. Lys), calcaires massifs à entroques et nombreux *Polypiers*.

Les calcaires noirs et dolomies en bancs lités de Kajiran et du cirque de Suf, ayant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, sont à rapporter au Trias : ils se raccordent au SW vers *Kajakaï* et au SE vers *Tirin* et *Oruzgan* à ces mêmes faciès qui contiennent en quelques points des *Megalodon*.

Au col de Serkay, 20 km au S de Kajiran, ces dolomies sont surmontées en concordance par des schistes et des grès verdâtres que l'on pourrait attribuer au Jurassique. Ils sont transgressés, avec

une forte discordance angulaire, par d'épais conglomérats, grès et argiles rouges, surmontés d'un puissant ensemble de calcaires dolomitiques de teinte claire : tout ceci est attribuable au Crétacé et l'on retrouve ici la trace bien marquée de l'orogénèse anté-crétacée, importante dans toute la région au Nord de Kandahar. La transgression crétacée déborde d'ailleurs, un peu plus loin, sur le Trias, et aussi sur le Permien au col de Chanbarak.

C'est au milieu de cet ensemble de terrains, et particulièrement au travers des calcaires et dolomies du Trias, que s'ouvre le cirque de Suf.

c) LE GRANITE.

Dès que nous nous sommes rendus de Kajiran à Suf, en entrant dans le cirque, nous recoupons un affleurement de granite qui métamorphose des marbres blancs, avec un contact d'une parfaite netteté (Pl. VIII, fig. 2). Ainsi, le cirque de Suf-Kajiran est bien dû à une intrusion granitique. Puis, traversant à pied la dépression vers le Nord jusqu'à *Durjay*, nous n'observons que trois petits pointements de granite à l'intérieur de l'anneau. Quelques autres affleurements peu nombreux sont surtout cantonnés au pied des falaises du Sud et du Sud-Est. La dépression apparaît comme entièrement encombrée d'éboulis, de colluvions et de limons, masquant partout le substratum granitique.

Des filons recourent le granite et les bordures calcaires du cirque, en utilisant des failles. L'un d'eux, étonnamment rectiligne, passe au col de *Durjay* ; il est formé d'une roche microgrenue bleutée de 1 à 2 m de large (analyse infra).

d) LE MÉTAMORPHISME.

Le métamorphisme de contact opéré par le granite sur les calcaires triasiques donne lieu à des marbres blancs cristallins, très purs. Nous n'avons pas observé de minéraux de métamorphisme dans les points visités. Le contact est brusque, comme il arrive habituellement entre le granite et le calcaire. L'effet de métamorphisme s'est étendu à quelques centaines de mètres du granite ; à plus grande distance, il opère encore par décoloration des calcaires noirs et début de recristallisation. On note des aspects en bouffées dans des secteurs éloignés du granite. Le même type de métamorphisme se produit tout autour du cirque.

Le bord du contact est parfois brusquement redressé (Pl. VIII, fig. 2). Il est certain que l'on

est en présence d'une intrusion granitique très typique. Mais il n'est pas impossible que le retournement observé ici soit dû à une poussée quelque peu postérieure à la mise en place du granite.

e) LES FAILLES.

Malgré la grande régularité de la structure circulaire, on peut déceler un réseau de failles qui affecte la région de Suf-Kajiran (fig. 2).

Un très grand accident Nord-Sud, qui se prolonge loin vers le Sud, passe à Kajiran, déterminant une zone broyée qui a visiblement guidé la rivière depuis Gernay. Mais cette cassure demeure en dehors du cirque de Suf. Par contre, une faille importante, orientée NE, passe à Solemanabad et se suit dans la falaise sud-est. Elle continue vers le SW au delà de la rivière et se manifeste par une inversion des pendages au Sud de la cote 1701. Il semble probable que cet accident a déformé



FIG. 2. — Esquisse géologique de la structure annulaire de Suf-Kajiran (D'après les photos aériennes et les cartes de l'Institut cartographique de Kaboul).

1, calcaires métamorphiques; 2, granite en affleurement; 3, filon; 4, éboulis sur granite; 5, terrasse fluviale; 6, alluvions récentes; 7, crête topographique.

l'allure primitive du cirque de Suf, qui devait être encore plus parfaitement rond.

Un réseau de cassures orthogonales existe à Solemanabad et surtout à Suf, où un panneau est soulevé et décalé vers le Sud.

Enfin, on note une demi-douzaine de décrochements peu importants, dans la falaise qui enserme le cirque à l'Ouest et au Nord. Deux d'entre elles ont livré passage à des filons rectilignes de roche microgrenue.

Il y a donc eu des contraintes et des détentes postérieurement à la mise en place du granite. On pourrait les rapporter à la phase orogénique qui a affecté partout les conglomérats néogènes des bassins intra-montagneux de l'Afghanistan central. Il en existe ainsi à Ghizao, à Tirin, et au confluent du Warkhan et de l'Hilmend, dans des régions relativement proches de Kajiran.

2) Notes pétrographiques.

a) LE GRANITE.

Un premier échantillon de granite a été prélevé à l'Ouest de Suf, dans les masses arrondies proches du contact avec les marbres (Pl. VIII, fig 2). L'étude au microscope de la plaque mince (A.L. 205) révèle une *granodiorite* à biotite et hornblende. Les minéraux sont : du quartz en petits cristaux ; de rares plages de feldspaths alcalins ; du plagioclase dominant, en cristaux zonés, maclés albite et Carlsbad, avec une composition d'environ 40 % An ; de la biotite brune dispersée et quelques gros cristaux de hornblende verte et maclée. La structure est grenue, fine, avec quelques phénocristaux de plagioclase et de hornblende. On a donc une composition de granodiorite sans doute due à la digestion du calcaire par un magma granitique.

Un deuxième échantillon provient de l'affleurement en relief situé dans la dépression, au Sud du col de Durjay. L'examen de la plaque mince (A.L. 206) montre une roche voisine de la précédente, mais un peu plus riche en feldspaths alcalins : on la rangera dans la limite d'un *granite calco-alcalin* et d'une granodiorite. Le point de prélèvement est en fait plus loin du contact avec le calcaire ; mais peut-être s'agit-il seulement d'une différenciation au sein du massif ?

b) LES FILONS.

La roche filonienne du col de Durjay (A.L. 207) est une *microdiorite quartzique*, qui comporte : du quartz ; du plagioclase en grands cristaux, à 40 % An environ ; de la hornblende brune en cristaux

trapus et une amphibole fibreuse vert pâle ; il s'y ajoute : chlorite, sphène, calcite, épidote, allanite. La structure est microgrenue, un peu porphyrique.

c) COMPARAISONS RÉGIONALES.

Le pointement granitique de Suf-Kajiran paraît au premier abord isolé au cœur de l'Afghanistan central. En fait, l'examen des photos d'avion montre qu'il est accompagné à l'Est d'autres massifs de même nature, mais ne présentant point la forme circulaire si remarquable à Suf ; ils métamorphosent de la même façon les calcaires du Trias.

Ces pointements granitiques se relient plus ou moins avec la bande des granites de l'Hilmend, qui s'allonge suivant une direction Nord-Est et dont les principaux massifs sont ceux de Ghizao, Tamazon, Chariston, Beh Soud.

Une comparaison s'imposait aussi avec les massifs granitiques dispersés au Nord de Kandahar. Or leur composition minéralogique et chimique est très semblable à celui de Suf-Kajiran, d'après les échantillons que nous avons prélevés au Réservoir de l'Argandab, à Nech, au col de Murtehay. Toutes ces roches ont une composition de granodiorite, se rapprochant plus ou moins soit d'un granite calco-alcalin, un peu plus acide (Réservoir de l'Argandab), soit d'une diorite quartzique au contraire plus basique (Murtehay). Il s'agit, dans tous les cas, de granite à quartz rare, à plagioclase (40 % d'anorthite environ) dominant toujours nettement sur le feldspath alcalin, à biotite brune abondante, qu'accompagne, en moindre proportion, de la hornblende verte (seul le granite du col de Murtehay est à hornblende exclusive) ; la structure est grenue, équante, plus rarement à tendances porphyroblastiques.

Or les massifs du Nord de Kandahar amorcent une série de grands batholites granitiques orientés également Nord-Est et parallèles à la bande des granites de l'Hilmend : ils commencent non loin de Kandahar, se développent vers Oruzgan et Jaguri (= Sang-e-Macha), se prolongent à Bed Muehk et à Wardak, soit sur une distance de 400 km.

Ces deux grandes zones parallèles de batholites granitiques, qui arment la partie orientale de l'Afghanistan central, sont vraisemblablement reliées en profondeur, comme le suggère la position intermédiaire des massifs de Nech et de Tehora. Il s'agirait donc là d'une masse sialique considérable, qui s'est mise en place sans doute à une époque récente des temps géologiques.

d) AGE DU GRANITE DE SUF-KAJIRAN.

Ainsi lié pétrographiquement et géologiquement aux bandes granitiques de l'Hilmend et de Sang-e-Macha, le granite de Suf-Kajiran doit être du même âge. Percant le Trias plissé avec le Jurassique, ce granite est certainement post-jurassique. Est-il anté-crétacé et lié alors à l'orogénèse si importante qui affecta ces régions entre le Jurassique et le Crétacé ? Ou bien serait-il post-crétacé, comme le granite d'Oruzgan et celui de Mokour ? Nous ne pouvons trancher pour le moment.

e) FORMATION DU CIRQUE DE SUF.

Il est donc acquis que le cirque de Suf est occupé dans son centre par un granite intrusif de forme circulaire. Les pendages régulièrement périphériques des calcaires métamorphisés, tout autour de la structure, soulignent la poussée de l'intrusion.

C'est l'érosion, agissant différemment sur les calcaires d'une part, sur le granite d'autre part, qui est responsable de la formation de la dépression circulaire, ceinturée par des falaises de plus de 500 m de hauteur. Comment expliquer une érosion du granite au centre du cirque, aussi intense et aussi régulière ? Elle est antérieure à l'époque actuelle et aussi au cours quaternaire de la rivière qui la traversait vers Solemanabad.

Il est classique de voir un affleurement granitique plus érodé que les terrains métamorphiques d'alentour. Dans certains cas, et particulièrement ici, on peut se demander si le granite n'avait pas déjà subi une altération chimique d'origine métasomatique, qui aurait facilité son nivellement. Seuls de très rares pointements sont plus résistants et forment relief, tout le reste étant uniformément noyé sous une nappe de colluvions.

3) Considérations géomorphologiques.

Le cours actuel de la rivière de Kajiran, qui entre, puis sort de la dépression de Suf, demande une explication. A une époque antérieure, elle coulait à environ 200 m plus haut, du Nord au Sud, suivant une zone broyée due à une grande faille visible à Kajiran. Elle allait alors se jeter dans la rivière de Warkhan, par un col à 1500 m au SSE de Kajiran. Au Sud de Kajiran, elle a été capturée vers Suf, grâce à une faille de décrochement dont elle a plus ou moins emprunté le tracé : le coude de capture est remarquablement conservé.

De là, elle devait continuer vers l'Est et sortir du cirque par le seuil de Solemanabad, pour aller se jeter dans la rivière de Warkhan à Darwana.

Des terrasses de conglomérats, repérées au Sud de Kajiran, au Nord et à l'Est de Suf, et encore au SE de Solemanabad, viennent précisément jalonner cet ancien cours (fig. 2).

Mais à un stade postérieur, une nouvelle capture eut lieu à Suf et à la faveur, cette fois encore, d'une zone faillée, la rivière gagna directement le Warkhan au Sud. Le coude de capture en aval de Suf est bien caractérisé et la vallée de raccordement a un aspect de jeunesse évident.

Divers indices d'ailleurs suggèrent que des déformations récentes ont affecté toute la région de Kajiran. On remarque en particulier un soulèvement du secteur nord, qui expliquerait les curieux méandres encaissés du cours supérieur de la rivière en amont de Durjay. De même, la région de Solemanabad s'est quelque peu soulevée, déformant légèrement l'altitude des terrasses et décapitant la rivière au seuil de Solemanabad. Ce mouvement de bascule vers le Sud a certainement facilité la capture de Suf. Parmi d'autres indices, on notera encore un soulèvement d'ensemble de la grande montagne située entre Kajiran et Baghran, qui expliquerait la boucle que décrit au Nord la rivière du Warkhan (fig. 1). Ces remarques ne sont qu'une amorce d'une étude détaillée de la région de Kajiran, qui serait d'un grand intérêt géomorphologique.

4) Le climat.

Le site remarquable de Suf, particulièrement déprimé à 1 300 m d'altitude, entre des montagnes massives qui l'entourent à 3 000 m à l'Ouest, à 2 600 m au Nord et à 2 000 m à l'Est, donne lieu à un microclimat particulier.

Complètement abritée des vents du Nord, la dépression ne reçoit pratiquement pas de neige en hiver, à la différence de Kajiran et de Durjay (renseignement oral) ; la température y est très élevée en été, pour la même raison.

L'eau est rare dans la dépression de Suf. Ce village en tire un peu des alluvions de la rivière. Mais celui de Karez à côté n'entretient que de bien pauvres cultures, au point de convergence du ruissellement et des infiltrations de toute la dépression circulaire.

*
**

Les voyageurs qui survoleront les montagnes d'Afghanistan entre Farah et Ghazni ne manqueront donc pas de regarder avec intérêt la curieuse structure annulaire granitique de Suf-Kajiran, qu'ils apercevront au dessous d'eux, légèrement au Nord du trajet habituel des avions de la ligne directe Téhéran-Kaboul (fig. 1, encart à droite).

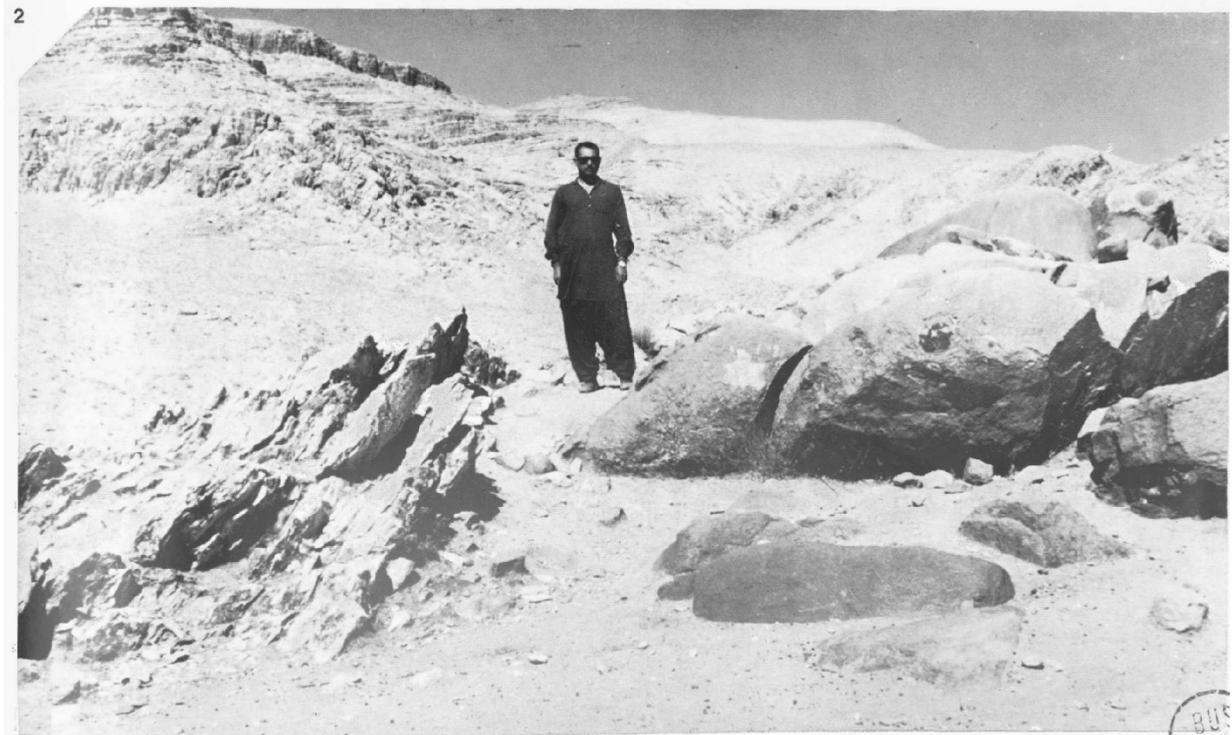
EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII

FIG. 1. — La dépression de Suf, près de Kajiran, vue des hauteurs du col de Serkay.

De bas en haut : intrusion granitique recouverte d'éboulis ; zone des marbres blancs du contact ; calcaires dolomitiques bien stratifiés du Trias ; à l'arrière-plan, montagnes de Crétacé transgressif. Les arbres qui parsèment les montagnes sont des pistachiers.

FIG. 2. — Bordure ouest du cirque de Suf.

Contact du granite (à droite) et des marbres blancs redressés (à gauche). A l'arrière-plan, calcaires dolomitiques noirs du Trias, métamorphisés en calcaires blancs cristallins par bouffées irrégulières.



Ammonoïdes de l'Artinskien (= Zygarien) dans la montagne de Bamyan (Afghanistan)

par Henri TERMIER (*) et Geneviève TERMIER (**)

(Planche IX)

Sommaire. — La découverte d'une belle faune d'Ammonoïdes dans la montagne de Bamyan (Afghanistan) permet d'affirmer la présence de l'Artinskien, daté par une variété de l'espèce caractéristique *Perrinites hilli*, ainsi que par un genre nouveau, *Bamyaniceras*, forme primitive de Medicottiidé, qui se retrouve dans l'Artinskien du Darwas. A ces deux formes s'ajoutent des représentants d'*Agathiceras* et surtout de *Prostacheoceras* qui domine par le nombre des individus. Cette faune d'Ammonoïdes est un jalon de plus sur le tracé de la Téthys depuis le Texas, la Haute Asie, l'Himalaya et jusqu'à Timor, lors de la transgression artinskienne.

Summary. — The discovery of a beautiful Ammonoid fauna in the Bamyan Mountain (Afghanistan) gives some precision on the presence of the Artinskian-stage, well dated by a new variety of the characteristic species *Perrinites hilli*, beside new genus *Bamyaniceras*, primaeval Medicottiid. These two forms are accompanied by representatives of *Agathiceras* and over all *Prostacheoceras*, which is the first by the number of individuals. Such an Ammonoid fauna is a new milestone on the Tethyan drawing from Texas, High Asia, Himalaya to Timor, during the Artinskian transgression.

Cette publication est destinée à faire connaître les Ammonoïdes récoltés dans l'Artinskien (= Zygarien) de la Montagne de Bamyan par E. Bouyx et A.F. de Lapparent en 1969 (E. Bouyx, A.F. de Lapparent, H. Termier et G. Termier, 1970).

Il s'agit d'une fort belle faune, l'une des mieux conservées de l'Asie centrale.

La Montagne de Bamyan appartient à l'Hindou Kouch occidental. Entre l'Hindou Kouch et le Pamir, les montagnes du Darwas ont livré un ensemble d'Ammonoïdes. Une première faune y a été recueillie par Smirnov en 1881 et décrite par A.P. Karpinsky en 1883 :

Propinacoceras darvasi KARP., *Agathiceras uralicum* KARP., *Marathonites (Popanoceras) romanovskyi* KARP., *Pronorites praepermicus* KARP., *Thalassoceras* sp.

Un nouvel ensemble d'Ammonoïdes a été trouvé en 1937 par Bornemann, décrit par Toumansky et

(*) Professeur honoraire à la Faculté des Sciences de Paris.

(**) Maître de Recherche au C.N.R.S.

rapporté par cet auteur à l'Artinskien. Cette faune comprend les formes suivantes, pour lesquelles nous proposons quelques ajustements :

Propinacoceras bornemanni TOUM.
= *Bamyaniceras bornemanni*

Propinacoceras sp. = *Bamyaniceras* sp.

Artinskia aff. *artiensis* GRÜN.
var *timorensis* HANIEL

Prosicanites edelsteini TOUM.
= *Artinskia* sp.

Popanoceras lahusei ? KARP.

Agathiceras sp.

MEDLICOTTIIDAE KARPINSKY 1889

Coquille discoïde à faible ombilic, dont les tours sont comprimés et aplatis latéralement. Bord ventral pouvant être arrondi (*Sundaites*), aplati (*Epi-sageceras*), excavé (*Sicanites*) ou creusé d'un fort sillon (*Artinskia*, *Propinacoceras*, *Bamyaniceras*, *Medlicottia*). Ornementation pratiquement lisse sur

les flancs, où de fines côtes falciformes donnent de véritables tubercules de part et d'autre du sillon ventral chez *Artinskia*, *Propinacoceras* et *Bamyaniceras*. Suture caractérisée par une longue suite de selles indivises et de lobes bifides, un lobe ventral long et étroit trifide et une première selle latérale très large et complexe.

Genre *BAMYANICERAS* nov. gen.

Type : *Bamyaniceras bouyxi* nov. sp.

Les caractères de la coquille de *Bamyaniceras* sont très voisins de ceux de *Propinacoceras*. A la différence d'*Artinskia*, en effet, les tubercules qui ornent les carènes ne sont pas associés à des côtes obliques, mais, seuls ornements discernables, ils sont légèrement allongés perpendiculairement au bord ventral.

La suture est semblable à celle de *Propinacoceras* à la différence d'un détail dans le dessin de la selle externe. Ici, en effet, le lobe A est entier et non bifide. Ce caractère de non-division du lobe A se rencontre également chez quelques espèces rapportées jusqu'à présent à *Propinacoceras*, à savoir *P. bornemanni* TOUMANSKY de l'Artinskien du Darwas, et *P. sp.* du même gisement, *P. aktubense* RUJENTZEV de l'Artinskien de l'Oural, *P. knighti* MILLER et FURNISH du Léonardien du Texas.

On remarquera que toutes ces espèces sont contemporaines et d'âge artinskien.

N. B. — Dans le type de *Propinacoceras* GEMMELLARO 1887, *P. beyrichi* GEMM., ainsi que *P. galigai* GEMM. de Sicile, qui sont d'âge wordien : *P. simile* HANIEL, de Timor (Bitauani), *P. rhiphaeum* RUJENTZEV (type d'*Artioceras* RUJENTZEV) de l'Artinskien de l'Oural, *P. americanum* MILLER et WARREN de la Colombie britannique, le lobe A est bifide. Ce type de suture marque un stade d'évolution plus élevé que celui de *Bamyaniceras*. Présent à l'Artinskien, il a continué dans les niveaux plus élevés du Permien.

Si on considère le gisement de Bitauani (Timor) dans lequel Haniel a décrit plusieurs *Medlicottiidés* rapportés aujourd'hui à *Propinacoceras*, *Artinskia* et *Medlicottia*, il faut noter que la cloison jeune de "*Propinacoceras*" *transitorium* (qui est un *Artinskia*) est de type *Bamyaniceras*, ainsi que la cloison jeune de *Propinacoceras simile* dont l'adulte

est un *Propinacoceras* typique. *Bamyaniceras*, qui paraît seul représenté en Afghanistan et dans le Darwas, se trouve donc montrer des caractères primitifs, concordant avec son âge relativement ancien.

Bamyaniceras bouyxi nov. sp.

(Pl. IX, fig. 1-2 ; texte-fig. 1)

Nous disposons d'un exemplaire déformé ayant environ 50 mm de diamètre pour une épaisseur maximum de 1 mm, et un ombilic ponctiforme. La forme et l'ornementation sont semblables à celles de *Propinacoceras*. La suture cloisonnaire est également typique, avec L_1 plus court que L_2 . La selle externe, élément principal de discrimination, présente un lobe A non divisé. La selle externe proprement dite de *B. bouyxi* est caractérisée par son dessin presque symétrique, composé par deux selles secondaires très élevées, entre lesquelles s'observent deux petites selles bien dessinées, légèrement inégales. Cette disposition n'existe chez aucune des espèces citées précédemment : le nombre des éléments n'est pas le même que chez *B. bornemanni*, mais les proportions sont fort différentes, les selles secondaires de la selle externe comptent trois petites selles subégales du côté ventral et une grande selle assez large presque perpendiculaire à l'orientation des autres éléments de la cloison. Enfin, le lobe ventral est beaucoup plus long que dans la plupart des autres espèces.

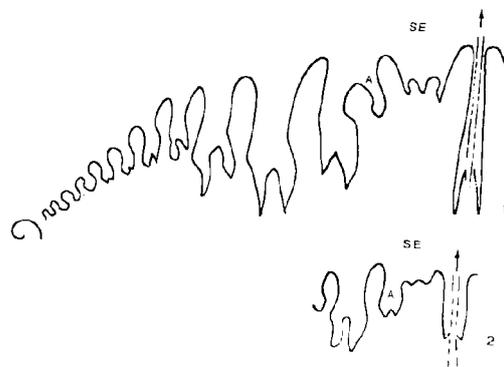


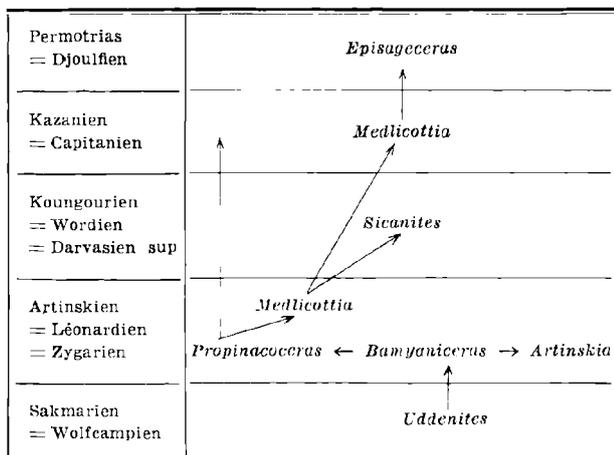
FIG. 1. — 1) *Bamyaniceras bouyxi* nov. gen. nov. sp. (Gr. = 2).

Schéma de la suture cloisonnaire.

2) *Propinacoceras beyrichi* GEMM.

Schéma de la selle externe pour comparaison.

Bamyaniceras semble être le genre fort, pivot du groupe à l'Artinskien, avec une cloison directement dérivée d'*Uddenites* du Pennsylvanien supérieur. On aboutit au schéma suivant :



Superfamille des AGATHICERATACEA

PLUMMER et SCOTT 1937

Cette superfamille groupe des Ammonoïdes de forme subglobuleuse dont l'ombilic est de taille petite ou moyenne. La cloison des genres primitifs est de style goniatitique, tandis que dans celle des genres les plus évolués, le lobe latéral trifide se divise et donne naissance à un modèle ammonitique, rappelant celui des Phyllocératacés.

Si nous utilisons la classification américaine (Miller, Furnish et Schindewolf, 1957), les Agathicératacés primitifs, à suture goniatitique, sont les Agathicératidés, connus depuis le Namurien jusqu'au Permien (Wordien) et les Shumarditidés qui, essentiellement du Pennsylvanien, sont sans doute à l'origine du grand groupe des Cyclolobacés. Les Agathicératacés évolués, à suture ammonitique, et dont il est vraisemblable qu'ils sont issus aussi des Shumarditidés, sont les Perrinitidés. Pour Ruzhencev (1962), les Perrinitidés entrent en synonymie de la famille des Shumarditidés (Shumarditacés), tandis que les Agathicératidés sont tout à fait à part, avec *Proshumardites* dans les Agathicératacés. Il est sans doute facile de comprendre le bien-fondé des deux manières de

voir. Si l'on s'en tient à la complexité de la cloison, en effet, *Agathiceras* appartient au monde des Goniatites, et *Perrinites*, à celui des Ammonites. Mais l'ontogénie les montre étroitement liés (voir plus bas), et il paraît certain qu'il en fut de même pour la phylogénie.

AGATHICERATIDAE ARTHABER 1911

Coquille discoïde, souvent un peu épaisse, portant des constriction. L'ornementation est composée de cordons longitudinaux (lirac). La suture cloisonnaire reste du type goniatitique.

Deux genres seulement sont rangés dans les Agathicératidés : *Proshumardites* RAUSER-TCHERNOUSSOVA, du Pennsylvanien, et *Agathiceras* GEMM. qui est connu depuis le Sakmarien jusqu'au Wordien.

Genre *AGATHICERAS* GEMMELLARO 1887

Type : *Agathiceras suessi* GEMMELLARO (Wordien de Sicile).

Ce genre est caractérisé par sa cloison composée de selles arrondies : une selle ventrale élevée ; 3 selles latérales étroites, subégales, et une selle ombilicale large ; tandis que les lobes qui les séparent sont de même importance que les selles mais se terminent parfois légèrement en pointe. *Agathiceras* est connu du Moscovien au Kazanien.

Agathiceras sundaicum HANIEL

(Pl. IX, fig. 3 ; texte-fig. 2)

1915 *Agathiceras sundaicum* HANIEL, p. 66, fig. 19-21, Pl. XLIX (4), fig. 7-17.

Nous ne disposons que d'un petit exemplaire déformé. Son diamètre est de 24 mm et son épaisseur de 9 mm. L'ombilic est ponctiforme. On distingue 4 constriction sur le dernier tour du moule interne. Une très petite surface dont le test a été conservé montre l'ornementation composée de fines côtes longitudinales (lirac).

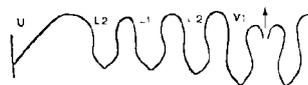


FIG. 2. — *Agathiceras sundaicum* HANIEL (Gr. = 2).
Schéma de la suture cloisonnaire.

Dans la figuration des exemplaires typiques provenant de Bitauini (Timor), Haniel n'a pas montré les constrictions visibles sur le moule interne, mais il est juste de dire que les individus figurés sont pourvus de leur test.

PERRINITIDAE MILLER et FURNISH 1940

La coquille est discoïde à subglobuleuse avec un ombilic petit. La suture cloisonnaire est ammonitique. Cette famille, qui comprend les deux genres *Properrinites* et *Perrinites* est spéciale aux étages rapportés au Permien inférieur.

Genre *PERRINITES* BÖSE 1918

Type : *Waagenoceras hilli* SMITH 1903.

Le genre *Perrinites* est connu par des coquilles atteignant la plus forte taille des Ammonoïdes du Paléozoïque supérieur (30 cm). Il est caractérisé par une cloison portant 6 selles latérales divisées dont toutes les digitations sont spatulées tandis que les lobes sont aigus. Ce type de cloison est très proche de celui des Phyllocératidés et surtout, au Permien, des Cyclolobacés. L'ontogénie, étudiée sur *P. hilli* par Miller et Furnish (1940), montre que la cloison passe successivement par les stades « Goniaticites », « Neoshumardites », « Shumardites », « Peritrochia » et « Properrinites ».

Perrinites présente en outre l'avantage d'une distribution ubiquiste et limitée dans le temps à l'Artinskien (= Léonardien). On peut le considérer comme un genre très stable et très fort, qui n'a provoqué d'ailleurs que très peu de discussions.

Perrinites est cité en effet en Amérique du Nord : Léonardien du Texas et Nouveau-Mexique aux U.S.A., Coahuila au Mexique, au Nord de la bordure Colombo-vénézuelienne dans la Sierra de Perija, couches de Bitauini de Timor, couches de Bouz-Téré au Pamir, enfin en Crimée.

Perrinites hilli (SMITH)

Waagenoceras hilli SMITH 1903.

Perrinites hilli MILLER et FURNISH 1940, p. 147-155, texte-fig. 39, 40, 42, 43, Pl. 33, fig. 1-2, 34-38.

var. *afghana* nov. var.

(Pl. IX, fig. 4-6 ; texte-fig. 3)

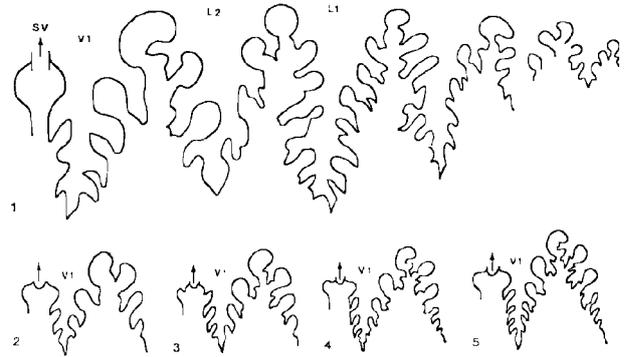


FIG. 3. — 1) *Perrinites hilli* (SMITH) var. *afghana* nov. Schéma de la suture cloisonnaire (Gr. — 2 environ). 2 à 5) Pour comparaison, lobe ventral de 2) var. *tardus*, 3) var. *gouldi*, 4) var. *hilli*, 5) var. *multisectus*.

Les deux exemplaires recueillis dans la montagne de Bamyan sont discoïdes, relativement peu globuleux. Le meilleur des deux a pour dimensions : 55 mm de diamètre maximum, 20 mm d'épaisseur, 8 mm pour la largeur de l'ombilic, 13 mm pour la hauteur du dernier tour. Le nombre très faible d'exemplaires ne permet pas d'entreprendre une étude biométrique, mais les mesures et les proportions ne coïncident vraiment avec aucune des variétés connues.

Le test est presque entièrement érodé mais il en reste les traces de fines stries transverses comparables à celles qui sont présentes sur la Planche 33, figure 1, de Miller et Furnish. On n'observe pas les constrictions signalées dans les formes américaines.

La suture cloisonnaire est tout à fait typique de l'espèce : la selle ventrale, en particulier, dépourvue de lobule adoral, élimine la variété *gouldi* dont la forme est proche de celle de Bamyan. En ce qui concerne les autres variétés, les lobules fort peu divisés dans la selle et les lobes ventraux nous rapprochent de *P. hilli tardus*. Mais les indentations très nombreuses au niveau des lobes latéraux se rencontrent dans notre exemplaire.

Les exemplaires de Bamyan représentent donc une variété précoce de *Perrinites hilli*, variété que nous nommons *afghana* et qui est caractérisée par le faible découpage des lobules ventraux.

Perrinites subcumminsi (HANIEL), du niveau de Bitauini (Timor), a une cloison plus simple, se rapprochant de celle de *Properrinites*. *Metaperrinites*

cumminsi vicinus (MILLER et FURNISH) offre l'esquisse de *P. hilli* mais n'a pas trace des découpes très accentuées des lobes latéraux.

La répartition stratigraphique de l'ensemble des variétés de *Perrinites hilli* indique cette espèce comme un excellent fossile de zone : Léonardien du Texas (occidental entre autres), du Nouveau-Mexique, du Mexique, de la Sierra de Perija (Nord de la bordure Colombo-Vénézuélienne), niveau de Bouz-Téré au Pamir.

Super-famille des CYCLOLOBACEA ZITTEL 1895

Cette super-famille est caractérisée par des coquilles globuleuses, généralement pourvues de constriction, avec un ombilic très petit. La suture cloisonnaire possède des lobes divisés soit en deux, soit en trois (type cératitique) chez les formes archaïques, mais se charge en lobes secondaires chez les formes les plus évoluées qui deviennent de type ammonitique (Cyclolobitidés), annonçant même les Monophyllitacés et les Phyllocératacés.

Les auteurs diffèrent quant à la compréhension et à la subdivision des types archaïques de cette super-famille.

Pour Ruzhencev (1962), le genre le plus primitif des Cyclolobacés est *Vidrioceras*, dont les lobes sont au plus bifides, L_1 n'étant même pas divisé chez *Vidrioceras uddeni* (BÖSE) qui est le type du genre. Pour Miller, Furnish et Schindewolf, *Vidrioceras* n'est pas un Cyclolobacé mais un Shumarditidé (super-famille des Agathicératacés). *Prostacheoceras* est, en complexité, le deuxième Cyclolobacé, d'après Ruzhencev : on notera la similitude de sa cloison avec celle de *Vidrioceras*, mis à part le lobe L_1 qui est trifurqué. Ces deux genres sont placés par Ruzhencev dans la famille des Vidriocératidés, où il range aussi *Waagenina* et *Stacheoceras*.

Miller et Furnish en 1940, puis Miller, Furnish et Schindewolf en 1957 placent *Prostacheoceras* en synonymie avec *Peritrochia*, genre placé dans une sous-famille des Marathonitidés (famille des Popanocératidés), dans lequel ils regroupent encore de nombreux genres tels que *Marathonites* BÖSE, *Pseudovidrioceras* RUZHENCEV, *Kargalites* RUZHENCEV, *Policeras* TOUMANSKY, *Almites* TOUMANSKY, *Martites* TOUMANSKY, *Subkargalites* et *Neomathonites* RUZHENCEV, *Tabantalites* RUZHENCEV. Cette abondante synonymie, qui montrerait *Peritrochia* à la

fois comme ubiquiste et sans valeur stratigraphique parce que constituant une série continue dans laquelle aucune coupure n'est possible, n'est peut-être pas en tout point justifiée mais elle a le mérite de mettre en évidence l'existence d'un ensemble *Peritrochia*, de formes intermédiaires entre *Shumardites* et *Stacheoceras*. Il est à regretter que *Vidrioceras* n'ait pas été inséré dans ce circuit.

Or *Peritrochia*, dont le type *P. erebus* GIRTY provient du Permien inférieur du Texas, offre une suture cloisonnaire assez différente des *Prostacheoceras*. V_1 n'est pas divisé, L_2 , L_1 , L_{2-1} sont trifides.

En 1962, *Peritrochia* est placé par Ruzhencev dans une famille des Marathonitidés (super-famille des Marathonitacés), où il côtoie la plupart des genres qui en sont synonymes d'après les auteurs du traité américain. Dans cette famille, *Kargalites* (*Subkargalites*) *neoparkeri* offre des lobes L_2 et L_1 de mêmes types respectivement que ceux de *Prostacheoceras*, mais le lobe L_2 bifide est unique, non subdivisé en deux L_{2-1} .

De cette longue discussion, nous croyons pouvoir conclure que, dans l'optique des gisements orientaux, les détails de la suture cloisonnaire méritent une attention toute particulière. Les synonymies établies en Amérique témoignent seulement de ce que, dans ce pays, les groupes en question sont moins bien représentés que dans l'Oural et dans le Sud de l'Asie. Pour le genre *Prostacheoceras* qui nous occupe ici, il dérive manifestement de *Vidrioceras*, lequel était placé en 1940 par Miller et Furnish en synonymie de *Shumardites*, position qui n'a pu être maintenue totalement en 1957. On peut seulement dire que *Vidrioceras* indique une dérivation à partir des Shumarditacés. *Vidrioceras* semble avoir donné naissance également à *Prostacheoceras* dont les lobes V_1 sont bifides, et à *Peritrochia* dont les lobes V_1 restent indivis chez le type (*P. erebus* GIRTY). Mais Miller et Furnish (1940) rapportent aussi à *Peritrochia* *P. ganti* (SMITH) dont les lobes V_1 sont bifides. Cependant dans toutes les espèces de *Peritrochia*, les lobes L_2 , L_1 et L_2 sont trifides.

Chez *Stacheoceras* GEMMELLARO, V_1 et L_2 sont normalement bifides, tandis que L_1 , L_{2-1} , L_{2-1-1} , $L_{2-1-1-1}$ sont divisés en trois sans qu'il soit possible de reconnaître un grand lobe L_2 divisé en deux L_{2-1} comme chez *Prostacheoceras*.

Nous croyons donc devoir considérer dans l'ordre : 1) le lobe latéral L_2 comme particulièrement important pour distinguer le groupe *Vidrioceras* -

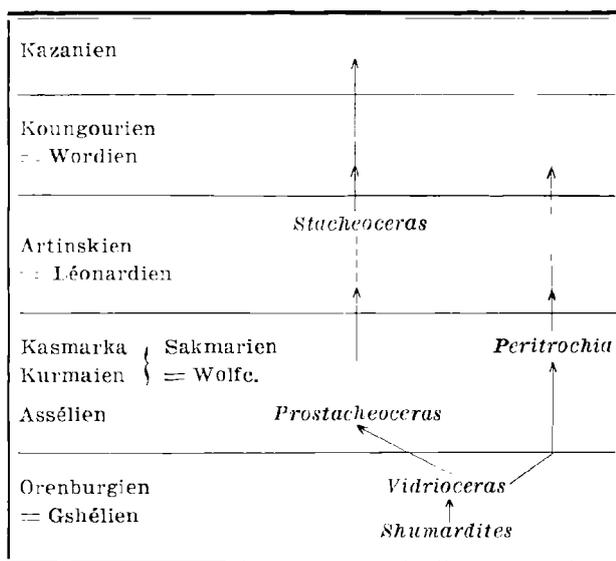
Prostacheoceras - *Stacheoceras* où il est bifide, de celui de *Peritrochia*, où il est trifide ; 2) le lobe latéral L_1 , trifide dans *Prostacheoceras* - *Stacheoceras* (et *Peritrochia*) mais non chez *Vidrioceras* ; 3) les lobes L_2 .

Ici, chez le type le plus simple, *Vidrioceras*, L_2 est seulement bifurqué ; chez *Prostacheoceras*, il se subdivise en deux blocs bifurqués (L_{2-1} et L_2) tandis que chez *Peritrochia*, le lobe L_{2-1} est trifurqué, et que, chez *Stacheoceras*, apparaissent plusieurs L_{2-1} trifurqués conférant à la cloison une grande uniformité.

VIDRIOCERATIDAE PLUMMER and SCOTT 1937

(= *Marathonitidae* RUZHENCEV 1938)

Puisque nous pensons que *Vidrioceras* peut être considéré comme un point de départ reliant le groupe en cause aux Shumarditidés, étant donné également que la famille des *Marathonitidae*, proposée par Ruzhencev en 1938, a une acception moins précise, nous pensons que c'est dans les *Vidrioceratidae* que doivent être rangés les genres *Vidrioceras*, *Peritrochia*, *Prostacheoceras* et *Stacheoceras* ainsi sans doute que les genres de Marathonitidés synonymes ou non des formes énumérées.



Genre *PROSTACHEOCERAS* RUJENTSEV 1937

Type: *Marathonites juresanensis* MAXIMOVA 1935, Assélien de l'Oural.

Ce genre est caractérisé par une coquille globuleuse à petit ombilic, pourvue de constrictions non flexueuses.

La cloison présente la formule indiquée par Rujentsev pour *Prostacheoceras*, à savoir :

$$(V_1 V_1) L_2 L_1 (L_{2-1} L_{2-1}) U_2 U_1 U_{2-1}$$

pour la moitié de la partie externe du tour (notation selon la méthode employée par Ruzhentsev). Dans cette cloison, V_1 et L_2 sont bifides, L_1 est trifide, L_{2-1} bifide, U_2 trifide. La selle séparant les deux L_{2-1} est basse, permettant à ces deux éléments d'être considérés comme une seule unité.

D'après Ruzhentsev, *Prostacheoceras* serait représenté de l'Assélien au Kazanien.

Prostacheoceras langi nov. sp.

(Pl. IX, fig. 7-8 ; texte-fig. 4)

Cette espèce est la plus fréquente dans le niveau à Goniatices de la montagne de Bamyan. Un individu non déformé atteint 50 mm de diamètre, une épaisseur de 33 mm, une hauteur du tour allant jusqu'à 12 mm, et possède un ombilic de 5 mm de large. C'est une forme globuleuse sur le tour de laquelle se distinguent 6 constrictions.

Ces caractères sont très comparables à ceux de *P. juresanensis* (MAXIMOVA), de taille plus faible, dont les dimensions sont : un diamètre maximum de 33 mm, une épaisseur de 21 mm, un tour haut de 8 mm. La cloison est tout à fait comparable à celle de l'espèce-type.

Les différences sont donc minimales : des dimensions plus grandes et des lobes plus anguleux et aigus.



FIG. 4. — *Prostacheoceras langi* nov. sp. (Gr. = 2 env.).
Schéma de la suture cloisonnaire.

Conclusions.

La faune d'Ammonoïdes de la montagne de Bamyán est composée des espèces suivantes :

Bamyaniceras bouyzi nov. gen., nov. sp.

Prostacheoceras langi nov. sp.

Agathiceras sundaicum HANIEL

Perrinites hilli (SMITH) var. *afghana* nov var.

La présence de *Perrinites hilli*, espèce et genre caractéristique de l'Artinskien, et d'*Agathiceras sundaicum*, décrit dans les couches contemporaines de Bitauni (Timor), permet d'affirmer que le gisement de la montagne de Bamyán appartient au Darwasien inférieur de la nomenclature de Miclucho-Maclay (1963), plus précisément à l'horizon d'Uluk de Ruzhencev et Sarytcheva (1965), équivalent du Zygarien de Vlassov (1961). D'ailleurs, le nouveau genre *Bamyaniceras* que nous proposons ici, représenté également dans l'Artinskien du Sud-Ouest du Darwas, paraît caractéristique de cet étage.

Il faut noter que *Prostacheoceras* et *Agathiceras* sont des genres connus depuis le Pennsylvanien. D'autre part, la variété *afghana* de *Perrinites hilli* offre des caractères archaïques dans le décou-

page des lobes des selles ventrales. Si donc on tente d'aller plus loin dans les conclusions stratigraphiques de cette étude, on peut dire que cette faune accuse un léger retard par rapport aux faunes artinskiennes jusqu'à présent décrites dans le Sud de l'Asie et qu'elle est donc peut-être de l'Artinskien inférieur. En fait, le terrain ne confirme ni n'infirme cette interprétation puisque les premières couches fossilifères, à une vingtaine de mètres au-dessus de cette faune, contiennent des Fusulines de la zone à *Cancellina*, donc du Wordien supérieur, tandis qu'il n'y a pas de couches fossilifères sous-jacentes.

Pour terminer, nous voulons souligner l'intérêt des faunes d'Ammonoïdes de l'Artinskien qui se placent nettement à la charnière entre les Goniatites à cloison simple et les Ammonites à cloison phyllocératidienne. Sans doute, la réussite promotionnelle que représentent ces dernières s'est-elle jouée grâce aux conditions favorables que fit naître la transgression téthysienne de l'Artinskien, matérialisée par la large répartition, par exemple, de *Perrinites hilli*. La faune de la montagne de Bamyán, à elle seule, résume bien ces caractéristiques stratigraphiques.

U.R.S.S.	U.S.A.	Montagne de Bamyán	Haute Asie soviétique d'après Miclucho-Maclay, Leven, Ruj. et Sary	Sud-Ouest du Darwas d'ap. N.G. Vlassov, 1961	Salt Range	Timor
Djoulfien	Ochoen ?		Pamirien	Pamirien		
Kazanien	Capitanien	Zone à <i>Neoschwagerina</i>	Murghabien	Murghabien	Chidruen	
Kungurien	Wordien		Zone à <i>Cancellina</i>	Kubergandien	Darwasien Gundarinien Safetdaronien Tchelamtchien	Virgalien
Artinskien	Léonardien à <i>Perrinites hilli</i>	Faune à <i>Perrinites hilli</i> et <i>Bamyaniceras</i>	Artinskien	Zygarien (Faune à <i>Bamyaniceras</i>)		Ambien
Sakmarien	Wolfcampien			Karatchatyrien	Punjabien	

* * *

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) BOUYX E., LAPPARENT A.F. DE, TERMIER H. et TERMIER G. (1970). — Découverte de Goniatices dans le Permien inférieur de la montagne de Bamyan (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *C.R. Ac. Sc.*, 270, p. 1441-1444.
- 2) GEMMELLARO G.G. (1887). — La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo. *Gior. Sci nat. ed econ.*, 19, p. 243-424.
- 3) HANIEL C.C. (1915). — Die Cephalopoden der Dyas von Timor. *Pal. von Timor*, 3, 6, p. 1-153.
- 4) LEVEN E.J. (1963). — Ueber die Phylogenie der Höheren Fusuliniden und die Gliederung der oberpermischen Tethysablagerung. *Akad. Nauk. U.R.S.S., Geol. Inst. Micropal.*, 7, p. 57-70.
- 5) MICLUCHO-MACLAY A.D. (1963). — Das Jungpaläozoikum von Mittelasien. *Izd. Leningrad Univ.*, p. 1-328.
- 6) MILLER A.K. (1933). — Age of the Permian Limestones of Sicily. *Amer. Journ. of Sci.*, XXVI, p. 409-427.
- 7) MILLER A.K. (1936). — A species of the Ammonoid genus *Artinskia* from the Lower Permian of Kansas. *Journ. of Pal.*, 10, 6, p. 490-496.
- 8) MILLER A.K. (1938). — Comparison of Permian Ammonoid zones of Soviet Russia with those of North America. *Bull. American Assoc. Petrol. Geol.*, 22, 8, p. 1014-1019.
- 9) MILLER A.K. et FURNISH W.M. (1940). — Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas. *Geol. Soc. America*, Sp. Pap. 26, 242 p.
- 10) MILLER A.K. et WARREN P.S. (1933). — A Propinacoceras from North America. *Amer Journ. Sci.*, XXVI, p. 295-299.
- 11) RUZHENTSEV V.E. (1962). — Nadotriad Ammonoidea Ammonoidei. *Osnovi Pal.*, 5, p. 243-424.
- 12) RUZHENTSEV V.E. et SARYTCHEVA T.G. (1965). — Entwicklung und Abfolge der marinen Organismen an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum. *Trudy Pal. Inst. Akad. Nauk. U.R.S.S.*, 108, p. 1-431.
- 13) SIEHL A. (1967). — Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Perm in Afghanistan. *Geol. Rundschau*, 56, 3, p.795-812.
- 14) SMITH J.P. (1903). — The Carboniferous Ammonoids of America. *U.S. Geol. Survey*, Mon. 42, p. 1-211.
- 15) TOUMANSKY O.G. et BORNEMANN B.A. (1937). — O Permkikh Ammonoeiakh Darvasa. *Bull. Sc. Nat. Moscou S. Geologique*, XV (2), p. 104-118.
- 16) VLASSOV N.G. (1961). — Grundzüge der vorjurassischen Geschichte des Südwestlichen Darwas. *Sbornik. Geolija Srednei Asii, Izd. Leningrad Univ.*, p. 82-109.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX

Les exemplaires ici figurés proviennent de l'Artinskien (= Zygarien) de la montagne de Bamyan (Afghanistan). Ils sont conservés dans les collections de l'Institut de Géologie I.G.A.L. à Paris.

FIG. 1 et 2. — *Bamyaniceras bouyxi* nov. gen. nov. sp. (Gr. = 1,2).

1. - Côté gauche montrant la petitesse de l'ombilic et les sutures.
2. - Région ventrale montrant la cannelure et les tubercules marginaux de part et d'autre.

FIG. 3. — *Agathiceras sundaicum* HANIEL (Gr. = 2).
Côté gauche d'un individu déformé sur lequel on distingue les sutures et les constrictiones.

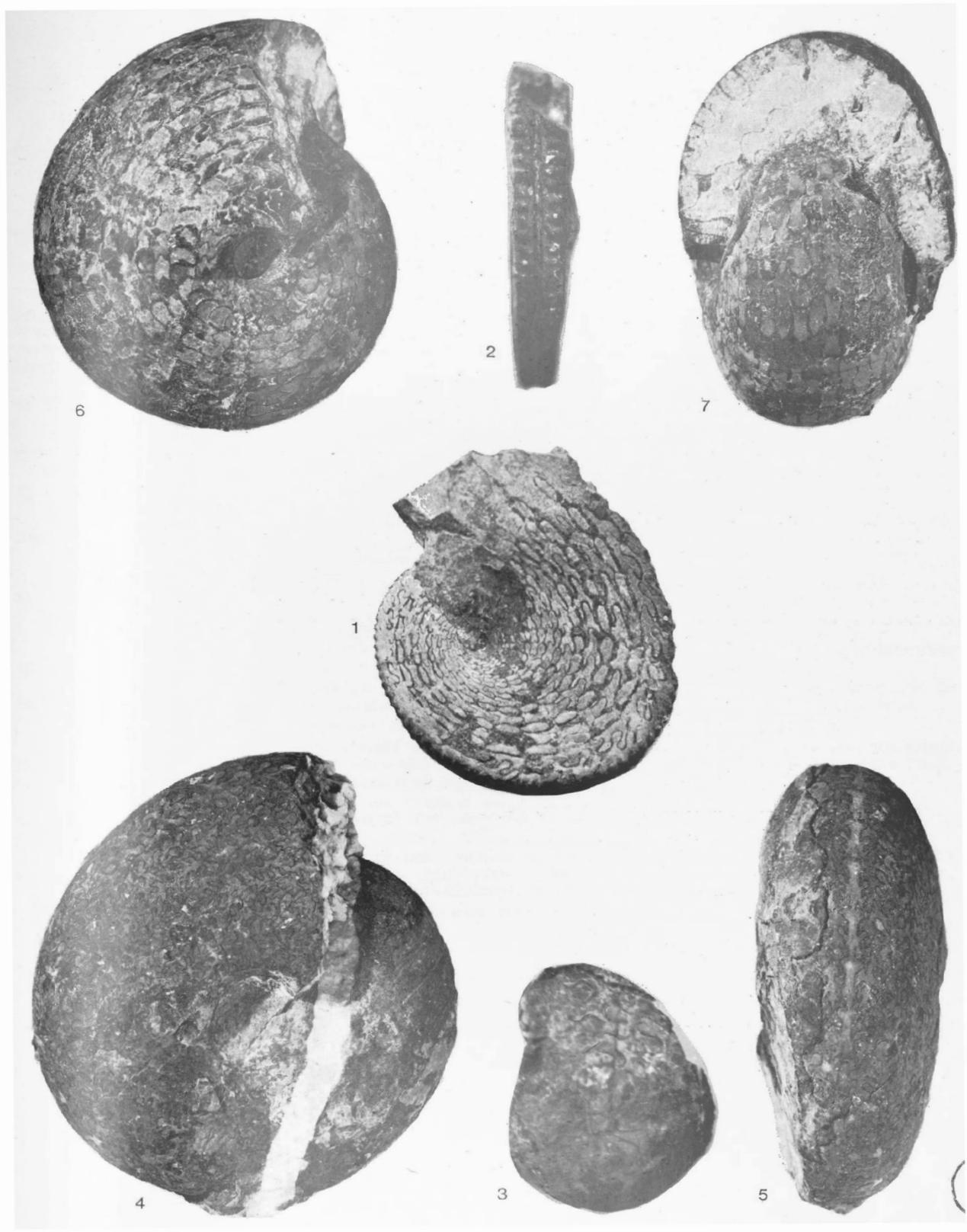
FIG. 4 et 5. — *Perrinites hilli* (SMITH) var. *afghana* nov. var.

3. - Côté droit (Gr. = 1,5).
5. - Côté ventral montrant le siphon (Gr. = 1,5).

FIG. 6 et 7. — *Prostacheoceras langi* nov. sp. (Gr. = 1,5).

6. - Côté droit.
7. - Côté ventral montrant aussi la section du tour.

—————«»—————



Règles à observer dans la Rédaction et la Présentation des Manuscrits ainsi que dans leur correction (*)

Présentation des manuscrits

Les manuscrits (en double exemplaires) rédigés en termes clairs et précis, doivent être remis dactylographiés à double interligne, sans surcharges, ni ratures et entièrement tapés en caractères ordinaires. Ils comportent au total, au maximum 26 pages de 27 lignes composées chacune de 75 caractères (y compris évidemment les illustrations, les interlignes et les blancs pour détacher les titres). Au delà de cette limite, les frais d'impression sont à la charge de l'auteur, sauf avis contraire du Conseil.

1) TITRE.

En tête se trouve le titre suivi du nom de l'auteur avec, en note infrapaginale, le nom et l'adresse complète de l'Institution ou l'Organisme dont cet auteur fait partie.

2) SOMMAIRE.

Puis vient obligatoirement un sommaire concis qui donne les résultats essentiels du travail. Il est limité à 5 % de la longueur de l'article.

Immédiatement en dessous un sommaire de 50 à 200 mots en langue anglaise.

3) TEXTE.

Pour le texte, quelques recommandations :

— L'ensemble du texte est fourni en caractères ordinaires. Seuls les noms destinés à être imprimés en italique doivent être soulignés.

— L'usage de l'italique est presque exclusivement réservé aux noms de fossiles. Le nom spécifique de tout fossile cité (dont l'initiale est en minuscule) doit être suivi du nom de l'auteur qui a créé l'espèce.

— Les noms d'étage prennent une majuscule sauf s'ils sont employés comme adjectifs.

— Les points cardinaux sont indiqués par les symboles N S E et W non suivis de points ; les points intermédiaires sont indiqués par les majuscules juxtaposées sans point, ni tiret (NNE, SSW) ; dans l'indication d'une direction, les points extrêmes sont séparés par un tiret (N-NE, NW-SE).

— Rappelons en ce qui concerne les nombres qu'aucun point ne sépare les tranches de 3 chiffres et que dans l'écriture d'un nombre comportant des décimales, on place la virgule immédiatement entre la partie entière et la partie décimale.

— Les symboles des unités s'écrivent sans point et ne prennent pas la marque du pluriel ; parmi les symboles le plus fréquemment utilisés : mm (millimètre), cm (centimètre), dm (décimètre), m (mètre), km (kilomètre), l (litre), g (gramme), kg (kilogramme), m/s (mètre seconde), μ (micron), mn (minute).

— Par contre, les mots abrégés sont suivis d'un point (s.l. = sensu lato, s. str. = sensu stricto, fig. = figure, p. = page, M. = Monsieur ...).

— Références bibliographiques.

L'ensemble des références bibliographiques constitue la liste bibliographique qui fait immédiatement suite au texte. Ces références qui seront numérotées alphabétiquement donneront dans l'ordre :

Numéro d'ordre, nom de l'auteur et initiale du prénom, année de parution entre parenthèses, titre complet de l'article. Indications bibliographiques, c'est-à-dire titre du périodique, tomasion (avec t. = tome ou vol. = volume, suivi éventuellement de fasc. = fascicule), pages (pp. début et fin), planches et figures.

Exemple : 14) LUTZ J. (1933). — Zur Culmflora von Geigen. *Palaeontographica*, vol. LXXXVIII, fasc. B, pp. 114-157, Pl. XV-XIX, fig. 8-15.

Dans le texte, il suffira donc d'indiquer les rappels numériques et non plus l'ensemble des noms d'auteurs avec l'année de la publication.

(*) Ces règles ont été adoptées lors de la séance du Conseil de la S.G.N. du 7 Février 1968.

4) ILLUSTRATIONS.

a) *Planches photographiques.*

Les planches photographiques ont une justification maximum de 160 x 215 mm (cadre intérieur). Elles seront numérotées au crayon puisque l'on numérote simultanément l'ensemble des planches photographiques d'un même fascicule. Par contre toutes les indications à l'intérieur du cadre doivent être parfaitement faites car la S.G.N. n'utilise plus que le procédé simili. Autant que possible, les photographies qui composent une planche sont numérotées en chiffres arabes en haut et à gauche tandis que le grossissement est indiqué en bas à droite.

Il est préférable, afin d'obtenir une meilleure reproduction, de fournir des maquettes confectionnées avec des photographies tirées sur papier mat.

b) *Figures dans le texte.*

Les dessins au trait doivent être fournis à l'encre de Chine sur papier bristol ou calque blanc, éventuellement plus grands que les figures définitives (tenant compte alors, pour la grosseur du trait, de la réduction adoptée qui ne doit pas être supérieure à 1/2).

Les figures qui constitueront une page complète ne doivent pas dépasser la justification : 160 x 200 mm (soit rapport $1/L = 4/5$), celles qui n'occuperont pas toute la surface auront une largeur de 80 ou 160 mm.

Les croquis doivent comporter une échelle graphique ainsi qu'un tableau des figurés avec numéros de rappel, mais aucune indication de légende ni de numérotation.

c) *Explication des planches et figures.*

Ces légendes doivent être fournies avec le texte.

— L'explication des planches suit la liste bibliographique. Elle comporte l'ensemble des explications succinctes de chaque figure (FIG. 1. —).

— L'ensemble des légendes de figures sera dactylographié sur une même page et non fourni sous forme de feuillets isolés pour chacune des figures. Lors de l'impression, chaque explication est par la suite remise sous les figures correspondantes.

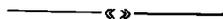
Correction des manuscrits

Les auteurs reçoivent une épreuve de leurs communications, accompagnée de leur manuscrit ainsi que d'un bon à tirer. Aucune correction importante du texte de la part de l'auteur ne peut être envisagée alors. L'ensemble (épreuve corrigée, manuscrit et bon à tirer) doit être renvoyé au Délégué aux publications avant la date limite fixée par ce dernier sur le bon à tirer, faute de quoi les épreuves seront considérées comme acceptées par les auteurs et seules les principales corrections seront faites au Secrétariat.

Tirés à part

Quand une communication comporte des planches, il est indispensable de connaître le nombre de tirés à part désirés au moment même du dépôt des documents. Celui-ci sera donc à indiquer obligatoirement en titre du manuscrit.

Quand il n'y a pas de planches, il suffit d'envoyer le bon de commande de tirés à part en même temps que les épreuves corrigées.



EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France — PARIS-7^e

C. C. P. PARIS 9061-11

Tél. : 705.93.35

COMITE FRANÇAIS DE STRATIGRAPHIE

LES STRATOTYPES FRANÇAIS

Volume I

**LE LOTHARINGIEN
DE LORRAINE**

par

P. DONZE, R. LAUGIER, R. MOUTERDE,

Ch. RUGET, F. SAUPÉ, J. SIGAL

Ouvrage in-4^o coquille, 144 pages, 3 dépliant h.-t., 14 planches h.-t., broché

PRIX : 38 F.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XC

1970

3^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1970 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. GANTOIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Vice-Présidents</i>	M. A. BEUGNIES M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. J. PAQUET
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. LAVEINE
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. S. LOBOZIAK
<i>Conseillers</i>	M. A. BONTE M ^{me} S. DEFRETIN M. A. DALINVAL M. Ch. DELATTRE M. J. PROUVOST M. J. DERCOURT

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D
publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59-Villeneuve-d'Ascq
Tél. 52.14.20 ou 52.02.10 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

REUNION EXTRAORDINAIRE ANNUELLE DU 14 JUIN 1970

PRÉSIDENCE DE MONSIEUR J. GANTOIS, PRÉSIDENT

Au cours de cette réunion extraordinaire, Monsieur le Professeur G. WATERLOT a conduit les participants dans la région de Lille pour étudier la "Géologie du Mélantais-Pévèle".

SEANCE ORDINAIRE DU 28 OCTOBRE 1970

PRÉSIDENCE DE MONSIEUR J. GANTOIS, PRÉSIDENT

Monsieur J. GANTOIS fait d'abord procéder à l'élection de :

Madame Jacqueline CONRAD, Laboratoire de Géologie, Centre de Recherche des Zones Arides, 16, rue Pierre et Marie Curie à Paris (5^e), présentée par MM. N. Menchikoff et Cl. Pareyn.

Communications orales

- J. LEMOS DE SOUSA et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique préliminaire des houilles du bassin de Moatize (Tete, Mozambique).
- F. LETHIERS. — Ostracodes du Dévonien supérieur de l'Avesnois (France). Limite Frasnien moyen - Frasnien supérieur.
- S. DEFRETIN. — Révision des Conchostracés westphaliens du Bassin Houiller du Nord - Pas-de-Calais.
- P. DOLLÉ. — Sédimentation rythmée dans les charbons du bassin du Nord - Pas-de-Calais.

Communication écrite

- H. TERMIER et G. TERMIER. — Les Prebelemnitida : un nouvel ordre de Céphalopodes.

Les Prebelemnitida : un nouvel ordre de Céphalopodes

par Henri TERMIER (*) et Geneviève TERMIER (**)

(Planche X)

Sommaire. — Le genre *Hyolithoconularia*, décrit dans le Permien du Maroc, est interprété comme la coquille d'un Céphalopode pouvant être référé à un Bactritoïde Bojobactritidé ? La conservation du proostracum permet de montrer ses affinités avec les Bélemnitoïdes. Ainsi se précise l'existence d'un ordre dévonien des *Prebelemnitida* qui grouperait les Bojobactritidés et les Lobobactritidés.

En 1960, nous avons été amenés à rapporter à un genre nouveau une forme recueillie dans le Dévonien inférieur de la région de Dechar Ait Abdallah, à 600 m du lieu dit Tafraout.

Cette forme, prélevée dans l'étage des « schistes inférieurs », montrait des caractères si différents de ceux des groupes décrits jusqu'alors que nous restâmes indécis quant à ses affinités. D'après les ressemblances qu'elle nous suggéra, nous l'avons nommée *Hyolithoconularia striata* (in *Paléontologie Marocaine*, 1950, t. II, fasc. IV, p. 114, Pl. CCXXXIII, fig. 21-23).

Retournés sur le gisement en 1969, nous avons pu retrouver quelques fragments de cette espèce et, en outre, nous assurer par des récoltes de fossiles, que ces « schistes inférieurs » appartiennent au Praguien.

Hyolithoconularia se présente comme une coquille très allongée comportant une partie étroite, que nous appellerons postérieure, en forme de cône effilé, très solide et coupée de cloisons mal conservées. A cette coquille postérieure fait suite vers l'avant une coquille beaucoup plus mince, dans le prolongement exact du cône et se terminant par des indentations prononcées.

En ce qui concerne l'ornementation, on constate qu'elle varie de l'arrière vers l'avant : si on considère comme ventral le côté de la coquille qui se termine vers l'avant par la zone la plus courte, les stries d'accroissement dessinent toujours une selle latéroventrale. Mais à l'opposé, les stries forment un lobe, ou sinus, sur la plus grande longueur pour aboutir à une vaste selle tout à fait en avant.

Latéralement, un lobe latéral à peine indiqué sur la pointe postérieure, devient plus profond à la limite des deux parties de la coquille, et il est alors séparé du lobe dorsal par une selle dorso-latérale très pointue : le lobe dorsal se trouve flanqué de deux étroites selles dorsolatérales aiguës qui conflueront finalement dans la grande selle dorsale antérieure.

La disposition que nous venons de décrire indique une considérable variation de la croissance différentielle des parties de la coquille dans *Hyolithoconularia*. On connaît de telles variations dans un groupe de Céphalopodes, celui des Coléoïdes. Chez les Bélemnitoïdes, par exemple, le proostracum, dorsal et antérieur, n'a pas du tout les mêmes modalités de croissance que la conothèque (partie externe du phragmocone) : il est projeté vers l'avant comme l'expansion dorsale de *Hyolithoconularia*.

On a signalé des Bélemnitoïdes dans le Paléozoïque supérieur, mais les restes en sont fort rares avant le Permien. *Eobelemnites caneyense* FLOWER 1945, trouvé dans les Caney Shales attribués au Chestérien, c'est-à-dire à la partie supérieure du Mississippien, mais dont l'âge a été récemment remis en question, serait le plus ancien représentant du groupe. Quant aux autres Coléoïdes, on peut citer un Calmar, *Jeletzkyia*, dans le Pennsylvanien inférieur de Mazon Creek, et rappeler l'interprétation de *Clitrocystis*, de l'Ordovicien polonais, comme une ponte de Sépioïdes supposée par R. Kozłowski.

Parmi les Céphalopodes paléozoïques, cependant, existe un groupe dont l'ornementation offre quelques affinités avec celle de *Hyolithoconularia*, c'est celui des Bactritoïdes. Ce petit groupe est caractérisé par une coquille cloisonnée offrant inva-

(*) Professeur honoraire à la Sorbonne.

(**) Maître de Recherche au C.N.R.S.

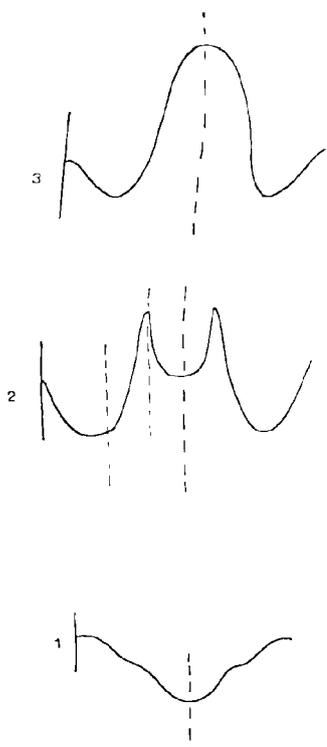


FIG. 1 à 3. — Différents modèles de striation sur une coquille de *Hyolithoconularia*.

1 : sur le phragmocone ;
2 et 3 : à deux niveaux du proostracum.

riablement un siphon marginal ventral. La principale famille, celle des Bactritidés, comporte quelques genres très ornés, qui permettent d'établir une comparaison avec *Hyolithoconularia*.

Pseudobactrites FERRONNIÈRE 1921, de l'Emsien supérieur et de l'Éifélien inférieur de France, de Bohême (= *Bojobactrites*), d'Allemagne et de Turquie, apparaît finalement très proche par son ornementation de la partie moyenne de *Hyolithoconularia* : il possède en effet un sinus dorsal, une selle dorsolatérale, un sinus latéral, une selle ventrolatérale et un sinus ventral. Mis à part ce dernier, que le mode de conservation de *Hyolithoconularia* ne nous a pas permis d'observer, le schéma est le même dans les deux formes. Mais une différence demeure, peut-être imputable au caractère incomplet des exemplaires décrits de *Pseudobactrites*, en ce qui concerne les particularités de la coquille postérieure et de la coquille antérieure, spéciaux à *Hyolithoconularia*.

Lobobactrites SCHINDEWOLF 1932, connu depuis la base du Dévonien moyen jusqu'au Famennien,

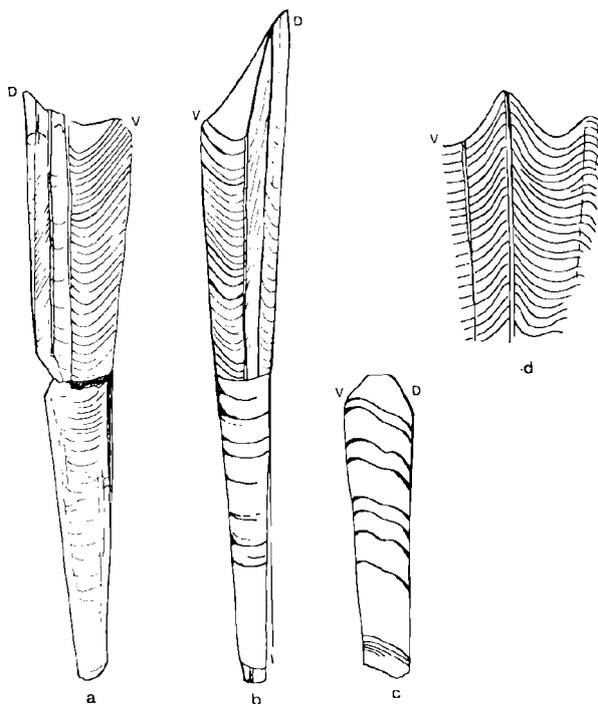


FIG 4

Hyolithoconularia striata G. TERMIER et H. TERMIER
(Gr. = 2)

a : fig. 2 + fig. 5 ; b : fig. 1 + fig. 4 ; c : fig. 3 ; d : fig. 6.

a certainement des affinités avec *Pseudobactrites*, mais les exemplaires marocains que nous avons figurés en 1950 (*Paléontologie marocaine*, fasc. 3, Pl. CXXXVII, fig. 10-12) sous l'appellation de *Lobobactrites* sp., provenant du Famennien inférieur à 7 km d'Erfoud (coll. Standard Oil), tout comme ceux qui ont été révisés par C. Babin et C.D. Clausen (1967), offrent tous des stries d'accroissement dessinant une selle très prononcée, dorsale, assortie d'une forte carène. Ce caractère est somme toute assez comparable à ce que l'on observe dans la partie antérieure de *Hyolithoconularia*.

On remarquera que, d'après le tableau établi par ces auteurs, la selle des stries d'accroissement est plus aiguë dans les formes dont on ne connaît pas la suture et qui semblent être des loges d'habitation, donc situées à l'avant de la coquille.

Ces comparaisons, ainsi que la présence de cloisons visibles dans une partie de la coquille postérieure, nous incitent à considérer *Hyolithoconularia* comme un Céphalopode et même à le

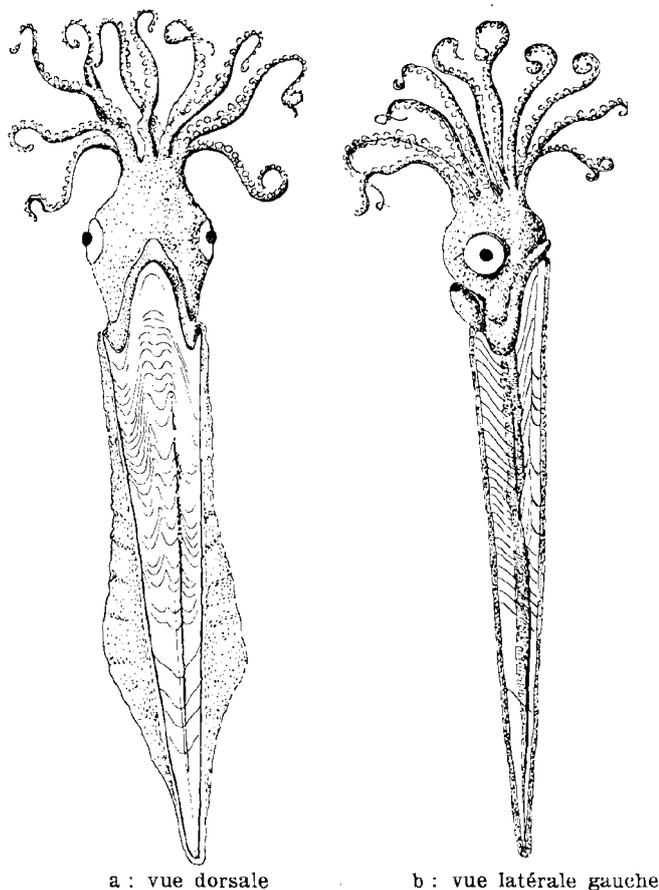


FIG. 5. — Essai de reconstitution de *Hyolithoconularia*.

rattacher aux Bactritoïdes du groupe *Pseudobactrites*. Il est possible d'aller plus loin dans l'interprétation de ces formes car la partie antérieure de *Hyolithoconularia*, dont aucun équivalent n'a été jusqu'à présent décrit chez les Bactritoïdes, ne peut s'expliquer qu'avec d'autres comparaisons. Nous écarterons définitivement l'hypothèse d'homologation avec la partie aperturale des Conulaires, car la texture de ceux-ci apparaît comme bien différente. Nous nous pencherons sur l'hypothèse d'une conothèque prolongée par un proostracum. Chez les Bélemnites, par exemple, on est parvenu à une terminologie complexe de l'ornementation du proostracum, dont les stries d'accroissement, initialement analogues à celles de la conothèque, indiquant une croissance différentielle particulière, expliquant d'ailleurs qu'il se présente comme une expansion dorsale. On distingue ainsi une plaque médiane et des champs latéraux hyperboliques, dont les stries d'accroissement se raccordent entre elles

par des sections presque longitudinales. La comparaison entre les stries d'accroissement du proostracum et celles de la coquille cloisonnée (phragmocone) dont la surface externe est la conothèque, permet de les considérer au seul point de vue de la croissance tangentielle comme une modification allométrique.

L'évolution de l'ornementation chez *Hyolithoconularia* se présente fondamentalement comme du même type que celle de la conothèque et du proostracum d'un Bélemnitoïde, avec une modification allométrique du même ordre.

Si *Hyolithoconularia* est un Bactritoïde proche de *Pseudobactrites* et aussi de *Lobobactrites* et s'il est également pourvu de caractères propres aux Bélemnitoïdes, on peut se poser la question de savoir s'il s'agit de parentés réelles ou de convergences. Sans doute un trop petit nombre de jalons dans la série stratigraphique laissera pour le moment planer un doute sur ces questions. La fréquence des Bactritoïdes dans le Dévonien peut être ici opposée à l'absence de Bélemnitoïdes dans ces niveaux. Mais il faut se demander si les Bactritoïdes n'auraient pas tenu, au Dévonien, la place des Bélemnitoïdes. Un phragmocone isolé d'*Atractites*, Bélemnitoïde fréquent dans le Lias mésogéen, est très comparable à un Bactritoïde. Et il faut ajouter que les proostracums de Bélemnitoïdes conservés, en connexion ou non avec la conothèque, sont extrêmement rares. Ce qui permet de caractériser les Bélemnitoïdes, c'est le rostre.

Si *Eobelemnites caneyense* est bien du Mississippien, il peut fournir un jalon, en tout cas un terme de comparaison. On connaît sa conothèque (ainsi que le phragmocone et les caractères du siphon), son proostracum, enfin son rostre. Les stries de la conothèque seraient plus proches de celles de *Lobobactrites* que celles de *Hyolithoconularia* ou de *Pseudobactrites*. Encore que peu développé, le rostre y est présent. Chez *Hyolithoconularia*, nous n'en avons pas trouvé trace. Mais il faut noter que la partie postérieure, effilée, de la coquille cloisonnée apparaît comme fort épaisse. En outre, rappelons que dans l'ontogenèse des Bélemnitoïdes, les productions rostrales (amphithèque) sont pratiquement post-larvaires. Il est donc plausible qu'une forme archaïque n'en ait pas possédé du tout.

Nous aboutissons donc à l'interprétation suivante, pouvant servir d'hypothèse de travail : *Hyolithoconularia* était un Bactritoïde voisin de *Pseudobactrites* ; sa conservation exceptionnelle permet d'observer un caractère généralement dis-

paru au cours de la fossilisation, à savoir la présence d'un prolongement dorsal de la conothèque, à croissance rapide, composé surtout de matière organique cornée, pouvant être assimilé à un proostracum. Cette découverte suggère une tendance vers les Bélemnitoïdes, tendance qui fut probablement celle de plusieurs types de Bactritoïdes (*Pseudobactrites*, *Lobobactrites*), la seule différence résidant dans l'absence de rostre, acquisition que l'embryologie montre tardive.

Il s'ensuit que les Bactritoïdes minces et allongés comme *Hyalithoconularia*, pourvus d'un pro-

ostracum fragile, pourraient bien avoir été, comme les Bélemnitoïdes, des coquilles internes. Cette façon de voir rend compte de la viabilité d'une forme comme *Hyalithoconularia* dont la coquille n'a pas subi d'autonomie.

Ces déductions nous mènent finalement à suggérer que les Bactritoïdes *Pseudobactrites*, *Hyalithoconularia* et *Lobobactrites* étaient des Coléoïdes. Notre interprétation contribuerait à combler une lacune dénoncée par divers auteurs comme regrettable, relative à l'histoire des premiers Céphalopodes dibranchiaux.

PERMIEN (XXVII) Aulacoceratidae : <i>Dictyoconites</i>								
PENNSYLVANIE	supérieur (XXVI) Parabactritidae								
	moyen (XXV) [Loligidae ? (<i>Jeletzkyia</i>)]								
MISSISSIPPIEN		Belemnitidae : <i>Eobelemnites</i> , etc.								
DEVONIE	supérieur (XXI) }	<table border="1"> <tr> <td colspan="2">Lobobactritidae : <i>Lobobactrites</i></td> <td rowspan="3">} PREBELEMNITIDA</td> </tr> <tr> <td colspan="2">..... } <i>Pseudobactrites</i></td> </tr> <tr> <td colspan="2">Bojobactritidae</td> </tr> </table>		Lobobactritidae : <i>Lobobactrites</i>		} PREBELEMNITIDA } <i>Pseudobactrites</i>		Bojobactritidae	
	Lobobactritidae : <i>Lobobactrites</i>			} PREBELEMNITIDA						
 } <i>Pseudobactrites</i>									
Bojobactritidae										
moyen (XVIII) } } <i>Hyalithoconularia</i>									
inférieur (XVII) } } <i>Hyalithoconularia</i>									
Emsien										
Praguien										
SILURIEN										
ORDOVICIEN (XII)		Bactritidae	<table> <tr> <td rowspan="2">} <i>Bactrites</i> ?</td> <td rowspan="2">[<i>Clistrocystis</i> ?]</td> </tr> <tr> <td><i>Eobactrites</i></td> </tr> </table>	} <i>Bactrites</i> ?	[<i>Clistrocystis</i> ?]	<i>Eobactrites</i>				
} <i>Bactrites</i> ?	[<i>Clistrocystis</i> ?]									
		<i>Eobactrites</i>								

TABLEAU I. — Principaux Bactritoïdes et Coléoïdes pendant l'ère primaire.

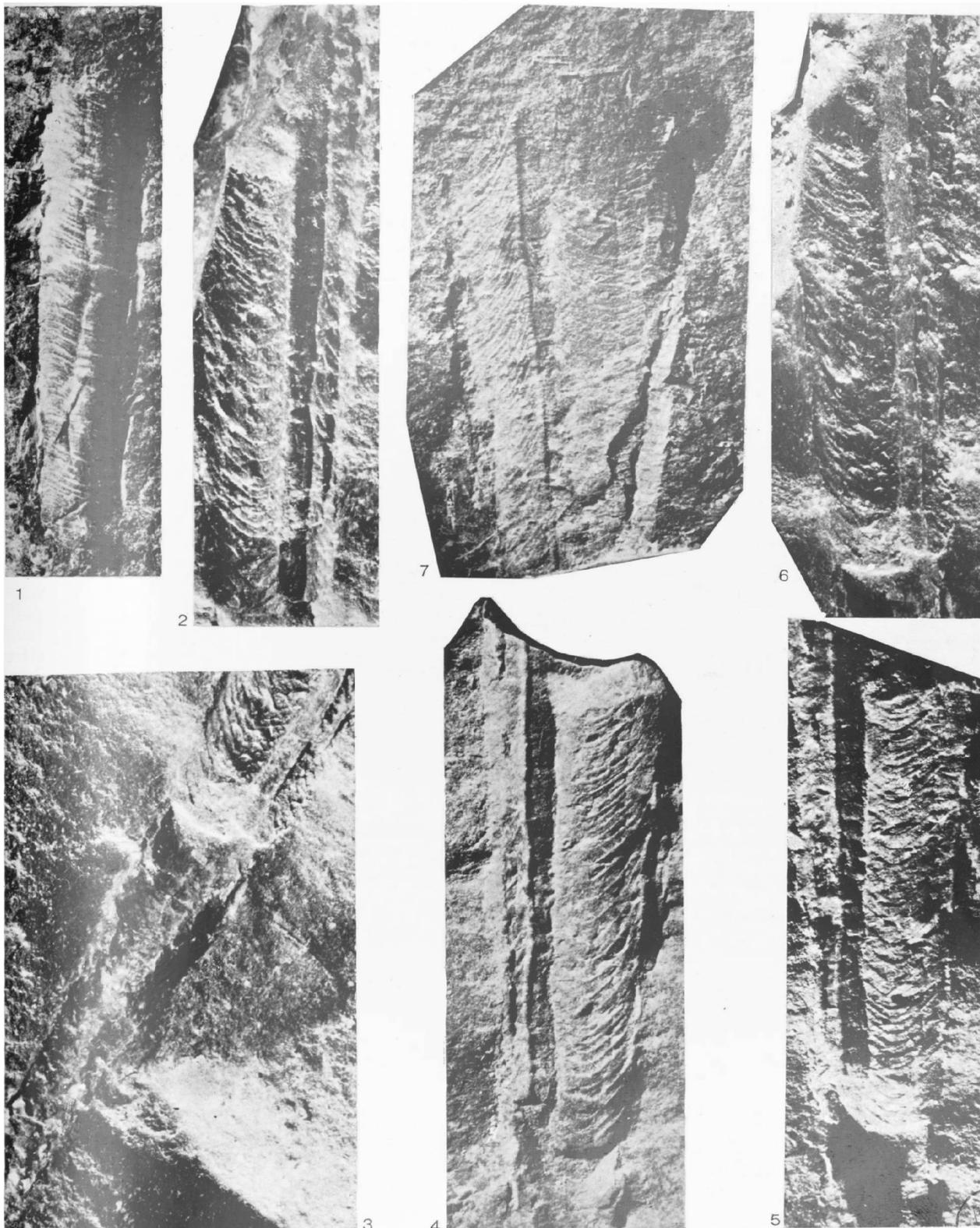
EXPLICATION DE LA PLANCHE X

Hyalithoconularia striata TERMIER et TERMIER, Dévonien inférieur (Praguien). Dchar Aït Abdallah. (Gr. = 4 environ).

FIG. 1. — Phragmocone vu de profil (cf. fig. 7 c).

FIG. 2 à 6. — Diverses vues du proostracum (cf. fig. 7 a et b).

FIG. 7. — Proostracum montrant la bordure aperturale.



Ostracodes du Dévonien supérieur de l'Avesnois (France) Limite Frasnien moyen - Frasnien supérieur

par Francis LETHIERS (*)

(Planches XI et XII)

Sommaire. — Dix espèces d'Ostracodes sont présentées. *E. (N.) prolifica* (STEWART et HENDRIX), *R. (V.) zimmermanni* (VOLK), *Amphissites irinae* EGOROV ? et *Bairdia fobosi* EGOROV sont déjà décrites. *Cryptophyllus trelonensis* n. sp. et *Egorovia magnei* n. sp. sont deux nouvelles espèces. *Neochilina* sp. A, *Bairdia* sp. A, *Entomoprimitia* sp. A, et *Bertillonella* cf. *subcircularis* STEWART et HENDRIX sont probablement des nouvelles espèces.

Summary. — Ten species of Ostracodes are presented. *E. (N.) prolifica* (STEWART and HENDRIX), *R. (V.) zimmermanni* (VOLK), *Amphissites irinae* EGOROV ? and *Bairdia fobosi* EGOROV are known. *Cryptophyllus trelonensis* n. sp. and *Egorovia magnei* n. sp. are two new species. *Neochilina* sp. A, *Bairdia* sp. A, *Entomoprimitia* sp. A, and *Bertillonella* cf. *subcircularis* STEWART and HENDRIX are probably new species.

C'est dans le cadre d'une étude ostracodologique sur le Dévonien supérieur de la France et de la Belgique que ces pages sont présentées. A ma connaissance, l'étude sur l'environnement récifal des Ostracodes n'est pas entièrement connue. Aussi j'estime qu'il est intéressant d'apporter dès maintenant certaines données à ce problème. Il s'agit ici d'une étude essentiellement systématique qui s'inscrira dans un travail plus vaste sur cette question.

I. - Le cadre géologique.

1) Lieu des prélèvements : le long du chemin d'accès à la nouvelle carrière du Château-Gaillard située à 1 550 m au NE de Trélon, dans l'Avesnois. Coordonnées : 727,72 - 264,40 en projection Lambert I zone Nord ; Trélon 1/50 000.

2) Le faciès : Schistes « calcaireux » dits d'envasement d'un bioherme qui constitue le matériel exploité de la carrière (voir M. Moniez, 1961). Les échantillons furent prélevés sur environ 15 m d'épaisseur, depuis le bord du récif en s'en éloignant. Leur faune comprend, suivant les auteurs : *Receptaculites neptuni*, *Spirifer pachyrhynchus*, *Cyrtospirifer verneuili*, *Hypothyridina cuboides*,

Rhynchonella pugnus, *Atrypa reticularis*, *Camarophoria tumida*, *Buchiola palmata* et *Manticoceras intumescens*.

3) Le niveau stratigraphique : toit du Frasnien moyen (assise de Frasne) et zone de passage entre le Frasnien moyen et le Frasnien supérieur (assise de Matagne). Il s'agit donc du sommet de l'horizon F2i et du passage F2i-F3 en indices belges, d'une part, ou du sommet de l'assise d5b2 et du passage d5b2-d5c pour les indices français de la carte géologique au 1/50 000, d'autre part.

4) Position structurale : Bord Sud du synclinalorium de Dinant (Ardennes).

II. - Description systématique.

Abréviations utilisées : L = Longueur, H = Hauteur, E = Epaisseur.

La classification adoptée est celle du traité de Moore (1961), mis à part les divisions de la famille Entomozoidae.

Sous-classe OSTRACODA LATREILLE 1806

Ordre PALAEOCOPIDA HENNINGSMOEN 1953

Sous-ordre BEYRICHIOPINA SCOTT 1961

(*) Département des Sciences de la Terre, Lille, France.

Superfamille KIRKBYACEA

ULRICH et BASSLER 1906

Famille AMPHISSITIDAE KNIGHT 1928

Genre *AMPHISSITES* GIRTY 1910

Générotype : *Amphissites rugosus* GIRTY 1910.

Amphissites irinae EGOROV 1953 ?

(Pl. XI, fig. 1)

v 1964. *Amphissites* sp. F. Magne, Dévonien Boulonnais, Pl. 25, fig. 190, p. 137.

La pauvreté du matériel (2 valves endommagées) motive le doute.

Le test étant d'une grande fragilité, l'espèce doit être plus abondante en place. Je rapporte ces individus aux fig. 6 et 8, Pl. I, figurés par Egorov et non aux autres figures. *Amphissites* sp. A (Jones, 1968, p. 23-24, Pl. I, fig. 9) est certainement à ranger dans la même espèce que notre spécimen. Il en est de même pour *Amphissites* sp. F (voir synonymie).

Dimensions approximatives : L = 0,80 mm. H = 0,45 mm.

Lieu de récolte : derniers bancs du récif.

Age : sommet du Frasnien moyen.

Sous-ordre KLOEDENELLOCOPINA SCOTT 1961

Superfamille LEPERDITELLACEA

ULRICH et BASSLER 1906

Famille LEPERDITELLIDAE

ULRICH et BASSLER 1906

Genre *CRYPTOPHYLLUS* LEVINSON 1951

Générotype : *Cryptophyllus oboloides* (ULRICH et BASSLER 1923).

Cryptophyllus trelonensis n. sp.

(Pl. XI, fig. 2-4)

v 1964. *Cryptophyllus* sp. F. Magne, Dévonien Boulonnais, Pl. 26, fig. 202-203, p. 137, fig. 22.

Note de l'éditeur : Pour les signes devant le millésime des synonymies, voir les explications des règles internationales de Richter, 1948.

Origine du nom : Allusion à la proche localité de Trélon.

Holotype : Une carapace représentée Pl. XI, fig. 2 et conservée au Musée Gosselet à Lille ; Collection Frasnien de l'Avesnois, N° 1.

Paratypoides : 17 carapaces plus ou moins déformées dont deux figurées Pl. XI, fig. 3-4.

Localité-type : Carrière du Château-Gaillard. Avesnois.

Niveau-type : Extrême sommet de l'assise de Frasnien (- Frasnien moyen).

Dimensions moyennes : L = 0,48-0,55 mm. H = 0,36-0,40 mm. E = 0,23-0,30 mm.

DIAGNOSE : « Une espèce du genre *Cryptophyllus* de petite taille, légèrement asymétrique. Contour ovale à courbure presque coudée au bord postéro-ventral. Maximum de convexité vers la 3^{me} bande. Umbo légèrement antérieur et pointu en vue latérale, formant deux petites protubérances écartées et coniques en vue dorsale ».

DESCRIPTION :

Vue latérale : Contour ovale à grand axe dans le sens de la longueur et coupant la hauteur vers son milieu. Bord ventral arqué. Bord antérieur régulièrement courbé. Bord postérieur faiblement courbé, se raccordant au bord ventral par un léger coude et au bord dorsal par un angle très obtus. Umbo antérieur, pointu, la pointe étant presque mucronée sur les individus bien conservés. Portions antérieure et postérieure du bord dorsal subrectiligne. Les exemplaires ont conservé 7 exuvies visibles, la 7^{me} constituant le bord libre, offre une bande plus étroite. La 5^{me} bande est souvent plus large.

Vue dorsale : Contour fusiforme, la plus grande largeur se trouve très légèrement en avant de la mi-longueur et coïncide avec le profil de la 3^{me} bande. Umbo à proéminence moyenne, écarté de la charnière.

En vue frontale : décalage vertical fréquent des deux valves.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *Cryptophyllus trelonensis* n. sp. se caractérise par sa petite taille. Il diffère des autres *Cryptophyllus* par son umbo en pointe. *Cryptophyllus materni* (BASSLER et KELLER) possède également un umbo anguleux, mais cette espèce est symétrique. *Cryptophyllus* sp. F. de Magne (seulement les figures de la synonymie) est à ranger dans notre espèce malgré sa taille légèrement supérieure et l'umbo usé des individus observés.

Incerti subordinis

Famille EURYCHILINIDAE

ULRICH et BASSLER 1923

Genre *NEOCHILINA* MATERN 1929

Générotype : *Neochilina binsenbachensis* MATERN 1929.

Neochilina sp. A

(Pl. XI, fig. 5)

Je ne dispose que de fragments de valves, mais comme ils sont relativement nombreux, je signale cette espèce.

DESCRIPTION : Valve finement ponctuée à bord dorsal droit. Bords antérieur et postérieur régulièrement arrondis. Bord ventral légèrement arqué. Valve déprimée en un large sillon s'arrêtant à mi-hauteur, évasé au bord dorsal, et plus près d'une extrémité. Dans ce sillon, et à son extrémité : un petit bulbe ne s'élevant pas au-dessus de la surface valvaire. Une frange longeant les bords.

Dimensions approximatives : L = 0,75 mm. H = 0,38 mm.

Lieu de récolte : Derniers bancs du récif.

Age : Sommet du Frasnien moyen.

Ordre PODOCOPIIDA MUELLER 1894

Sous-ordre PODOCOPINA SARS 1866

Superfamille BAIRDIACEA SARS 1888

Famille BAIRDIIDAE SARS 1888

Genre *BAIRDIA* Mc COY 1844

Générotype : *Bairdia curta* Mc COY 1844.

Bairdia fobosi EGOROV 1953

(Pl. XI, fig. 7-9)

L'holotype russe possède un bord dorsal moins arqué que celui de nos individus.

Dimensions : Voir fig. 1.

REMARQUE : Déjà Polenova (1955, p. 238) a signalé la grande parenté de cette espèce avec *Bairdia pseudomagna* STEWART et HENDRIX 1945, récoltée dans l'Olentangy shale d'Amérique.

Lieu de récolte : Environ 7 m du récif.

Age : Extrême sommet du Frasnien moyen.

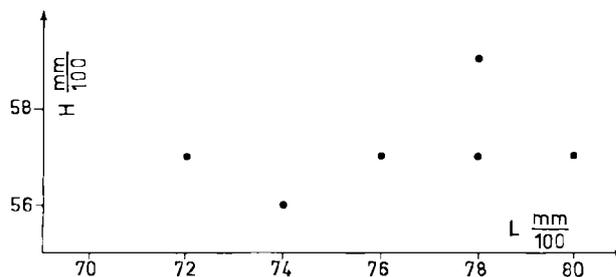


FIG. 1. — *Bairdia fobosi* EGOROV 1953.
Répartition de la hauteur en fonction de la longueur.

Bairdia sp. A

(Pl. XI, fig. 6)

Un seul individu, mais présenté pour ses caractères facilement reconnaissables.

DESCRIPTION : Petite carapace lisse à bord dorsal bombé et bord ventral droit. Bord postérieur en une pointe à limite supérieure concave, à limite inférieure convexe mais devenant légèrement concave juste sous l'apex. Bord antérieur formant un angle à sommet situé au même niveau que la pointe postérieure. La ligne joignant les extrémités antérieure et postérieure est matérialisée par une crête effacée au centre, mais anguleuse à la pointe postérieure et formant presque cimier à la pointe antérieure. Tous les bords de la carapace sont anguleux, donnant une section transversale presque losangique.

Dimensions : L = 0,44 mm. H = 0,29 mm. E = 0,24 mm.

Lieu de récolte : Environ 7 m du récif.

Age : Extrême sommet du Frasnien moyen.

Sous-ordre METACOPINA

SYLVESTER-BRADLEY 1961

Superfamille HEALDIACEA HARLTON 1933

Famille KRAUSELLIDAE BERDAN 1961

Genre *EGOROVIA* Mc GILL 1963

Générotype : *Egorovia longituda* Mc GILL 1963.

Egorovia magnei n. sp.

(Pl. XII, fig. 13-18)

Origine du nom : Cette espèce est dédiée à François Magne, auteur d'un ouvrage fondamental sur les Ostracodes dévoniens (Fassin de Namur).

Holotype : Une carapace représentée Pl. XII, fig. 13 et conservée au Musée Gosselet à Lille ; collection Frasnien de l'Avesnois. N° 2.

Paratypoïdes : 12 carapaces complètes et pyritisées (Pl. XII, fig. 14-18).

Localité-type : Carrière du Château-Gaillard. Avesnois.

Niveau-type : Extrême sommet du Frasnien moyen.

Dimensions : Voir fig. 2.

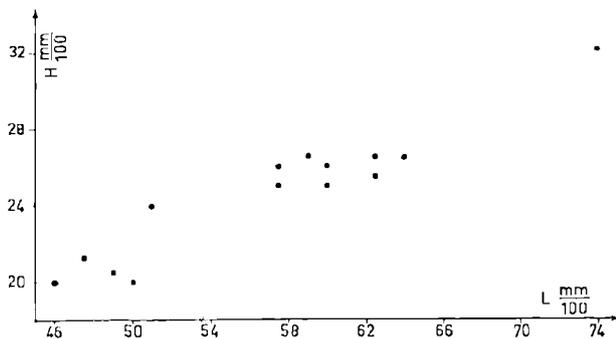


FIG. 2. — *Egorovia magnei* n. sp.
Répartition de la hauteur en fonction de la longueur.

DIAGNOSE : « Une espèce du genre *Egorovia*, et présentant les caractères suivants : Petite carapace allongée ($L/H = 2,4$). Bord dorsal droit. Bord ventral légèrement bombé à subdroit. Lignes moyennes des bords dorsal et ventral légèrement convergentes vers l'arrière et subparallèles. Bord antérieur variant de la pointe plus ou moins émoussée et décentrée vers le bas, à une courbe plus ou moins régulière. Bord postérieur en une pointe plus longue, dont l'apex se situe entre la ligne moyenne du bord ventral et la ligne de mi-hauteur ».

DESCRIPTION :

Vue latérale : Petite carapace lisse, allongée. Bord dorsal droit et quelquefois très légèrement déprimé. Bord ventral faiblement arqué ou presque droit. Lignes moyennes des bords ventral et dorsal légèrement convergentes vers l'arrière ou parfois subparallèles. Bord antérieur anguleux vers le bas ou parfois arrondi. Le bord antérieur passe insensiblement au bord ventral, et par une courbe plus accentuée ou presque coudée au bord dorsal. Bord postérieur formant une longue pointe (25 à 30 % de la longueur totale) dont l'apex se situe un peu en dessous de la ligne de mi-hauteur. Limites inférieure et supérieure de cette pointe très légèrement courbes, passant au bord ventral en le prolongeant, et au bord dorsal par une courbe marquée.

Vue dorsale : Contour fusiforme, un peu plus effilé à l'arrière et parfois déprimé à l'extrémité antérieure.

Épaisseur maximum près de la mi-hauteur, mais en dessous.

Recouvrement surtout visible au bord ventral.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Notre espèce est proche de *Egorovia longituda* Mc GILL du Frasnien canadien, mais elle en diffère par sa portion antérieure moins haute, par son bord antérieur moins pointu, par son bord dorsal droit, et par sa taille légèrement plus petite.

VARIATIONS : Une variation intraspécifique importante porte sur le bord antérieur (arrondi à anguleux) et sur la pointe postérieure (plus ou moins allongée).

Ordre MYODOCOPIDA SARS 1886

Sous-ordre MYODOCOPINA SARS 1866

Superfamille ENTOMOZACEA PRIBYL 1951

Famille ENTOMOZOIDAE PRIBYL 1951

Sous-famille ENTOMOZOINAE PRIBYL 1951

Genre *ENTOMOZOE* PRIBYL 1951

Sous-genre : *ENTOMOZOE (NEHDENTOMIS)*
MATERN 1929

Subgénératype : *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis*
(MATERN 1929).

Entomozoe (Nehdentomis) prolifica
(STEWART et HENDRIX 1945)

(Pl. XII, fig. 19-20)

* 1945. *Primitia ? prolifica* STEWART and HENDRIX, n. sp. - Stewart et Hendrix, Ostracoda Olentangy Shale Ohio, p. 102, Pl. 11, fig. 12-14.

J'ajoute à la description de Stewart et Hendrix que les stries longitudinales ont un espacement moyen de 0,014 - 0,022 mm et sont au nombre de 45 à 60 par valve pour les adultes, ce qui indique une parenté avec *E. (N.) pseudophthalmus* (VOLK 1939).

Je rapporte à *E. (N.) prolifica*, avec un certain doute, des individus (Pl. XII, fig. 21) sans sillon ni fossette centrale qui constitueraient les stades larvaires n-3 et n-2. Les raisons de ce rattachement sont :

1. - Même espacement des stries longitudinales.

2. - Même forme du bord postérieur dont la portion inférieure est moins courbée que la portion supérieure. Cette silhouette spéciale du bord postérieur apparaît comme un caractère absolu de l'espèce *E. (N.) prolifica*.

3. - Les dimensions de ces individus s'intègrent parfaitement dans le diagramme Longueur - Hauteur (fig. 3).

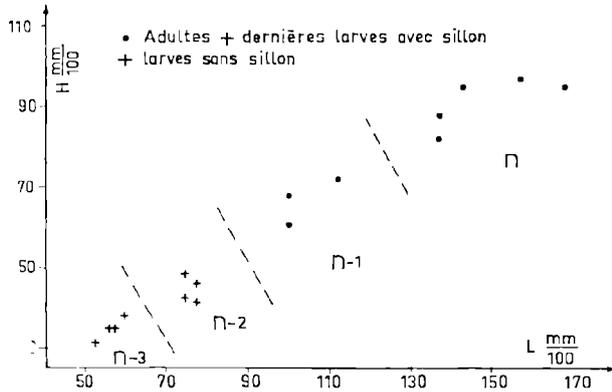


FIG. 3. — *Entomozoe (Nehdentomis) prolifica* (STEWART et HENDRIX 1945).

Répartition de la hauteur en fonction de la longueur.

Ainsi le sillon dorsomédian et la fossette centrale n'apparaîtraient qu'au dernier stade larvaire (n-1) qui ne représente pas la fraction mâle comme Stewart et Hendrix l'avaient supposé.

Lieu de récolte : Environ 7 m du récif.

Age : Extrême sommet du Frasnien moyen.

Genre *RICHTERINA* GUERICH 1896

Sous-genre *RICHTERINA (VOLKINA)*

RABIEN 1954

Subgénératype : *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK 1939).

Richterina (Volkina) zimmermanni (VOLK 1939)
(Pl. XI, fig. 11)

- * 1939. *Entomis (Nehdentomis) zimmermanni* n. sp. Volk, Schwarzbürger Sattel, p. 250, Pl. I, fig. 10.
- 1954. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK 1939). Rabien, Taxonomie Chronologie Oberdevonischer Ostracoden, p. 110, 262, Pl. 2, fig. 14; Pl. 4, fig. 33-34; fig. 6 (avec une synonymie antérieure à cette date).
- 1956. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (M. VOLK). Rabien, Ober-Devon Waldecker Hauptmulde, p. 15, tabl. 2.
- 1956. *Richterina (Volkina) zimmermanni*. Rabien, Stratigraphie Oberdevonischer Ostracoden, p. 219-221, tabl. 1, fig. 8.
- 1956. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK) Wiegand, Sedimentation Tektonik Galgenberg-Mulde, p. 44.
- 1958. *Richterina (V.) zimmermanni*. Rabien et Rabitz, Ober-Devon Meschede, p. 168, 175, tabl. 2.
- 1960. *R. (V.) zimmermanni*. Jordan, Taxonomie Biostratigraphie devonischer Ostracoden, tabl. 2.
- 1961. *V. zimmermanni* (VOLK). Sylvester-Bradley, in Moore, Invertebrate Paleontology, p. Q 393, fig. 314, 4 a (d'après Rabien, 1954).
- 1962. *R. (V.) zimmermanni*. Gruendel, Phylogenetik Taxonomie Entomozoidae, p. 1196.
- 1964. *Richterina (Volkina) zimmermanni*. Krebs et Rabien, Biostratigraphie Fazies Adorf-Stufe, p. 93, 94, 97, 98.
- 1964. *Richterina (Volkina) zimmermanni*. Jordan, Ostracodenfaunen dem mitteleuropäischen Paläozoikum, fig. 3.
- 1965. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK). Pokorný, Zoological Micropaleontology, p. 337, fig. 1040 (d'après Rabien, 1954).
- 1965. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK). Mueller-Steffen, Oberdevon Oberharz, Ostracoden, p. 794-795, 830, 833, tabl. 1, 3.
- 1966. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK). Stoppel et Zscheke, Gliederung Mittel-Oberdevon, tabl. 2.
- 1968. *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VOLK). Raith, *Ungerella*. Formen Nehden-Stufe, p. 487, fig. 2.

Trois spécimens plus ou moins déformés possèdent des rides longitudinales formant sur une ligne médiane d'étroites ogives emboîtées les unes dans les autres.

Nombre de rides par valves : 20 à 30.

Espacement des rides : 0,018 - 0,036 mm.

Dimensions : L = 0,70 - 0,90 mm. H = 0,45 - 0,65 mm.

Lieu de récolte : Environ 1 m du récif.

Age : Sommet du Frasnien moyen.

Sous-famille ENTOMOPRIMITIINAE

GRUENDEL 1962

Genre *ENTOMOPRIMITIA* KUMMEROW 1939

Générotype : *Entomoprimitia hattingensis* (MATERN 1929).

Entomoprimitia sp. A

(Pl. XI, fig. 10)

Deux fragments de valves couvertes de fines rides emboîtées les unes dans les autres, et dessinant un rectangle ou un losange centré sur une fossette faiblement marquée. Pas de sillon visible sur ces fragments. L'espacement des rides est plus large à l'extérieur que vers le centre : 0,022 - 0,045 mm. La plus grande dimension du fragment est 1,25 mm. L'ornementation est voisine de celle figurant sur l'illustration de T.R. Jones (1879, Pl. 11, fig. 2).

Genre *BERTILLONELLA*

STEWART et HENDRIX 1945

Générotype : *Bertillonella subcircularis* STEWART et HENDRIX 1945.

Bertillonella subcircularis

STEWART et HENDRIX 1945

- * 1945. *Bertillonella subcircularis* STEWART et HENDRIX, n. sp. - Stewart et Hendrix, Ostracoda Olentangy Shale Ohio, p. 100, Pl. 11, fig. 1, 2.
- 1961. *Bertillonella subcircularis*. Sylvester-Bradley, in Moore. Invertebrate Paleontology, p. Q 389, fig. 313, 4a.
- 1962. *B. subcircularis* St. et H. Gruendel, Phylogenetik Taxonomie Entomozoidae, p. 1203.

Bertillonella cf. *subcircularis*

STEWART et HENDRIX 1945

(Pl. XI, fig. 12)

Deux exemplaires partiellement usés, montrant une partie de l'ornementation concentrique en

empreinte digitale. Ils diffèrent seulement de l'holotype par leur forme plus allongée et par leur bord dorsal relativement plus long.

Espacement des rides : 0,014 - 0,027 mm.

Dimensions moyennes : L = 0,80 - 1 mm. H = 0,62 - 0,75 mm. E = 0,43 - 0,53 mm.

Lieu de récolte : Environ 7 m du récif.

Age : Extrême sommet du Frasnien moyen.

III. - Conclusion.

Dans l'extrême sommet du Frasnien moyen visible à la carrière du Château-Gaillard (Avesnois), l'étude des Ostracodes indique :

1) Une relation avec la faune allemande de la moitié supérieure de l'Adorfien par les espèces : *Neochilina* sp. A, *R. (V.) zimmermanni* (VOLK), *Entomoprimitia* sp. A.

2) Une relation avec la faune américaine du Olentangy shale par les espèces : *E. (N.) prolifica* (STEWART et HENDRIX), *Bertillonella* cf. *subcircularis* STEWART et HENDRIX.

3) Une relation avec la faune frasnienne de Russie par les espèces : *A. irinae* EGOROV ? et *Bairdia fobosi* EGOROV.

4) Une relation avec la faune frasnienne du Boulonnais située dans la moitié supérieure des Schistes de Beaulieu ou dans la partie inférieure du calcaire de Ferques par les espèces *A. irinae* EGOROV 1953 ? et *Cryptophyllus trelonensis* n. sp. Déjà, Serre et Lys (1960, p. 37), ont signalé des Conodontes d'âge Frasnien moyen dans la dolomie de Beaulieu.

De telles corrélations devront néanmoins être confirmées par une faune plus abondante et dans un contexte stratigraphique plus large.

D'autre part, la majorité des Ostracodes récoltés sont déformés ou sous forme de moules internes ; aussi les espèces étudiées ne représentent qu'une partie de la faune. A environ 7 m du récif existe une zone où les Ostracodes sont plus nombreux et où 88 % sont pyritisés, alors que près du récif, aucun ne l'est.

J'exprime ma profonde reconnaissance à Messieurs N. Grekoff (I.F.P., Rueil-Malmaison), H.J. Oertli et J. Le Fèvre (S.N.P.A., Pau), qui ont bien voulu relire ce manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BEUGNIES A., CHARLET J.M. et TOUBEAU G. (1963). — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXII, p. 203-234, Pl. 21, 8 fig.
- 2) BLUMENSTENGEL H. (1965). — Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon. *Freiberger Forsch., Paläont.*, C 183, 127 p., 29 pl., 9 tabl., 16 fig.
- 3) BRAUN W.K. (1967). — Upper Devonian Ostracod Faunas of Great Slave Lake and northeastern Alberta, Canada. *Internat. Symp. Devonian. System*, vol. 2, p. 617-652, 9 pl., 8 fig.
- 4) ELLIS G. et MESSINA A. — Catalogue of Ostracoda. Spec. Publ. *Amer. Mus. Nat. Hist.*, New-York.
- 5) GIBSON L.B. (1955). — Upper devonian Ostracoda from the Cerro Gordo formation of Iowa. *Bull. Amer. Paleont.*, vol. 35, n° 154, 38 p., 2 pl.
- 6) GRUENDEL J. (1962). — Zur Phylogenetik und Taxionomie der Entomozoidae (Ostracoda) unter Ausschluss der Bouciinae. *Geologie*, vol. 10, p. 1184-1203, 11 fig.
- 7) JONES P.J. (1959). — Preliminary report on Ostracoda from bore B.M.R. n° 2. Laurel downs Firzroy basin. Western Australia. *Bur. Min. Resour., Geol. Geoph. Australia*, Rep. 38, p. 37-52, 1 fig., 1 tabl.
- 8) JONES P.J. (1962). — The Ostracod Genus *Cryptophyllus* in the Upper Devonian and Carboniferous of Western Australia. *Bur. Min. Resour. Geol. Geoph. Australia*, Bull. 62-3, 37 p., 3 pl., 6 fig.
- 9) JONES P.J. (1968). — Upper Devonian Ostracoda and Eridostraca from the Bonaparte Gulf basin. Northwestern Australia. *Commonwealth of Australia*, Bull. n° 99, 108 p., 7 pl., 21 fig.
- 10) JONES T.R. (1879). — *Notes on the Palaeozoic Bivalved Entomostraca*. N° XIII, *Entomis serratostrata and others of the so-called « Cypridinen » of the Devonian Schists of Germany*. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, S.5, vol. 4, p. 182-187, Pl. 11.
- 11) JORDAN H. (1960). — Zur Taxionomie und Biostratigraphie devonischer Ostracoden Thüringens und des Harzes. *Freiberger Forsch.*, C 80, p. 173-177, 2 tabl.
- 12) JORDAN H. (1964). — Neue Ostracodenfaunen aus dem mitteleuropäischen Paläozoikum. *Biologische Rundschau*, t. 2, p. 112-126, 3 fig.
- 13) KEGEL W. (1933). — Zur Kenntnis paläozoischer Ostracoden. 4) Über die Gattung *Entomis* und ihre mitteldevonischen Arten. *Jahr. Preuss. Geol. Landesanst.*, vol. 54, p. 409-420, 10 fig.
- 14) KREBS W. et RABIEN A. (1964). — Zur Biostratigraphie und Fazies der Adorf-Stufe bei Donsbach. *Notizbl. Hess. Landesanst. Bodenforsch.*, vol. 92, p. 75-119, Pl. 6-7, 3 fig., 3 tabl.
- 15) LÉCOMPTE M. (1967). — Le Dévonien de la Belgique et le Nord de la France. *Intern. Symp. Devonian System*, vol. 1, p. 15-52, 18 pl., Galgary.
- 16) MAGNE F. (1964). — Données micropaléontologiques et stratigraphiques dans le Dévonien du Boulonnais (France) et du Bassin de Namur (Belgique). *Thèse* 3^{me} cycle, Paris, 2 fasc. ronéo. 21 x 27. I : texte 172 p., 44 fig. ; II : 33 pl-photo, 12 pl. h-t.
- 17) MATERN H. (1929). — Die Ostracoden des Oberdevons. I. Teil *Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolidae, Beyrichidae, Kloedenellidae, Entomidae*. *Abh. preuss. geol. Landesanst.*, N.F. 118., 100 p., 5 pl.
- 18) MCGILL P. (1963). — Upper and Middle Devonian ostracodes from the Beaverhill Lake Formation, Alberta, Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 11, n° 1, p. 1-26, 4 pl.
- 19) MONIEZ M. (1961). — Le Frasnien dans la région de Trélon. *Dipl. Et. Sup.*, Lille, 1 br. ronéo. 21 x 26,5, 86 p., 10 pl., Pl. A-C, 10 fig., 1 carte.
- 20) MONIEZ M. (1961). — Contribution à l'étude du Frasnien de la région de Trélon. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 105-112, 2 fig.
- 21) MOORE R.C. (1961). — Treatise on invertebrate paleontology, Part. Q, Arthropoda 3. *Geol. Soc. America*, Univ. of Kansas Press. Lawrence, Kansas.
- 22) MOREY P.S. (1935). — Ostracoda from the Amsden formation of Wyoming. *Journ. Pal.*, vol. 9, n° 6, p. 474-482, Pl. 54.
- 23) MUELLER-STEFFEN K. (1964). — Neue oberdevonische Ostracoden (Familia Entomozoidae) aus dem Oberharz. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 119, n° 2, p. 157-171, Pl. 18-19.
- 24) MUELLER-STEFFEN K. (1965). — Das Oberdevon des nördlichen Oberharzes im Lichte der Ostracoden-Chronologie. *Geol. Jb.*, vol. 82, p. 785-846, 3 pl., 3 tabl., 3 fig.
- 25) POLENOVA E.N. (1955). — Ostracodes du Dévonien de la Volga - Oural (en Russe). *Trudy VNIGRI*, vol. 87, pp. 191-287, 15 pl., 1 fig., 3 tabl.
- 26) RABIEN A. (1954). — Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. *Abh. Hess. Landesanst. Bodenforsch.*, vol. 9, 268 p., 5 pl., 4 tabl., 7 fig.
- 27) RABIEN A. (1956). — Die stratigraphische Bedeutung der oberdevonischen Ostracoden. *Z. deutsch. geol. Ges.*, vol. 106, p. 217-226, 2 tabl.
- 28) RABIEN A. (1956). — Zur stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. *Abh. Hess. Landesanst. Bodenforsch.*, vol. 16, 83 p., 3 pl., 2 fig., 2 tabl.
- 29) RABIEN A. et RABITZ A. (1958). — Das Ober-Devon von Meschede. *Notizbl. Hess. Landesanst. Bodenforsch.* vol. 86, p. 159-184, 5 fig., 3 tabl.
- 30) RABIEN A. (1960). — Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grengie im Rheinischen Schiefergebirge. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, vol. 3, Part. 1, p. 61-106, 3 pl. 4 fig., 7 tabl.

- 31) RALPH M. (1968). — Vorläufige Mitteilung über *Ungerella*-Formen (Ostracoda) aus der Nehden - Stufe (Oberdevon) des Schaumbergprofils bei Östlich im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 8, p. 481-495, 8 fig.
- 32) ROME D.R. et GOREUX J. (1960). — Cryptophyllus (Ostracodes) du Strunien de la Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 21, p. 181-204, 14 fig.
- 33) SERRE B. et LYS M. (1960). — Répartition de quelques Conodontes dans le Dévonien et le Carbonifère inférieur de France et de Belgique. *Intern. Geol. Congr., Session 21, Copenhagen*, Part. 6, p. 35-40, 3 fig.
- 34) STEWART G.A. et HENDRIX W.E. (1945). — Ostracoda of the Olentangy shale, Franklin and Delaware counties, Ohio. *Journ. Pal.*, vol. 19, n° 2, p. 96-115, Pl. 11-12.
- 35) STOPPEL D. et ZSCHEKED J.G. (1966). — Zur Gliederung des Mittel- und Oberdevons im Westharz mit Conodonten und Ostracoden. *Z. deutsch. geol. Ges.*, vol. 115, p. 457-462, 2 tabl., 2 fig.
- 36) WATERLOT G., DELATTRE Ch., POLVÈCHE J. et HATRIVAL J.N. (1970). — Carte géologique de France au 1/50 000 : feuille de Trélon. Notice explicative.
- 37) WIEGEL E. (1956). — Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde. *Abh. hess. Landesanst. Bodenforch.*, vol. 15, 156 p., 7 pl., 41 fig., 7 tabl.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XI

Ostracodes du Frasnien moyen (extrême sommet)
Avesnois - France (Gr. : environ 48)

- FIG. 1. — *Amphissites irinae* EGOROV 1953 ?
a) Vue latérale d'une valve endommagée.
b) Vue dorsale de cette valve.
c) Vue ventrale de cette valve.
- FIG. 2 à 4. — *Cryptophyllus trelonensis* n. sp.
2. - Holotype. Collection Frasnien de l'Avesnois. Musée Gosselet, Lille. N° 1.
a) Vue latérale gauche.
b) Vue latérale droite.
c) Vue dorsale.
d) Vue ventrale.
3. - Paratypoides. Vue latérale droite (Umbo usé).
4. - Paratypoides. Vue latérale gauche.
- FIG. 5. — *Neochilina* sp. A. Vue latérale d'une valve incomplète.
- FIG. 6. — *Bairdia* sp. A.
a) Vue latérale gauche.
b) Vue latérale droite.
- FIG. 7 à 9. — *Bairdia fobosi* EGOROV 1953.
7. - Formes à pointe arrière bien développée.
a) Vue latérale gauche.
b) Vue latérale droite.
c) Vue dorsale.
8 et 9. - Formes à pointe arrière plus obtuse.
Vues latérales gauches.
- FIG. 10. — *Entomoprimitia* sp. A. Vue latérale d'un fragment de valves.
- FIG. 11. — *Richterina (Volkina) zimmermanni* (VELK 1939). Vue latérale d'un fragment de valves.

FIG. 12. — *Bertilionella* cf. *subcircularis* STEWART et HENDRIX 1945.

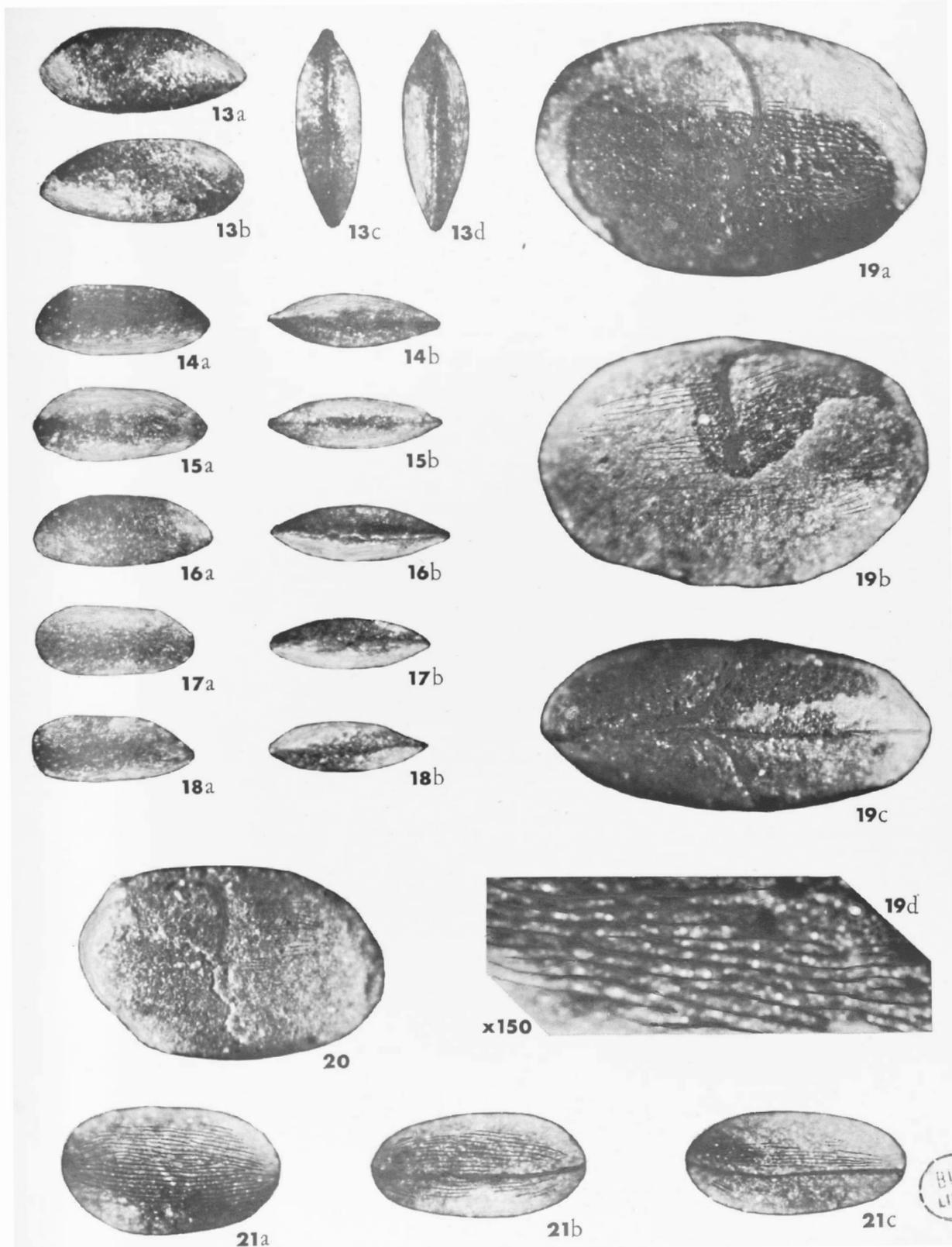
- a) Vue latérale droite.
b) Vue dorsale.

PLANCHE XII

Ostracodes du Frasnien moyen (extrême sommet)
Avesnois - France (Gr. : environ 48)

- FIG. 13 à 18. — *Egorovia magnei* n. sp.
13. - Holotype. Collection Frasnien de l'Avesnois. Musée Gosselet, Lille. N° 2.
a) Vue latérale gauche.
b) Vue latérale droite.
c) Vue dorsale.
d) Vue ventrale.
14 à 18. - Paratypoides - Larves ?
a) Vue latérale gauche.
b) Vue ventrale.
- FIG. 19 à 21. — *Entomozoe (Nehdentomis) profifica* (STEWART et HENDRIX 1945).
19. - Adulte.
a) Vue latérale droite.
b) Vue latérale gauche.
c) Vue ventrale.
d) Détail de l'ornementation pris dans la région antéromédiane.
20. - Larve (n-1). Vue latérale droite.
21. - Larve (n-2) ?
a) Vue latérale droite.
b) Vue dorsale.
c) Vue ventrale.





Révision des Conchostracés westphaliens du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais

par S. DEFRETIN-LEFRANC
(Planche XIII)

Sommaire. — Cette révision des Conchostracés du terrain houiller du bassin du Nord-Pas-de-Calais a pour but de préciser les caractères des espèces reconnues antérieurement et de décrire 2 espèces nouvelles.

Toutes appartiennent au Westphalien. *Glyptoasmussia dawsoni* (JONES 1870), *Pseudoasmussia striata* (MÜNSTER 1826), *Paleolimnadiopsis* RAYMOND 1946, se rencontrent dans le Westphalien A et la base du Westphalien B (faisceau de Meunière) ; *Pseudestheria hersinensis* nov. sp. (= *Estheria mathieuï* PRUVOST 1927 pars.) et *Euestheria bourozi* nov. sp. ont été observées dans le faisceau de Six-Sillons (Westphalien C) et au sommet du faisceau de Pouilleuse (Westphalien B) ; *Cycladestheria simoni* (PRUVOST 1911) du Westphalien C est caractéristique du faisceau de Dusouich, mais empiète à sa base sur le faisceau d'Ernestine et à son sommet sur le faisceau d'Edouard. *Anomalonema reumauxi* (PRUVOST 1911) est plus rare, elle existe surtout dans le faisceau d'Ernestine. Toutefois, on la rencontre déjà dans la partie supérieure du faisceau de Six-Sillons et elle se prolonge dans le faisceau de Dusouich. P. Pruvost la signale même dans le faisceau d'Edouard dans la passée sous Marthe à Courrières.

Summary. — The aim of this revision of the coal measures Conchostraceans from the « Nord-Pas-de-Calais » coalfield, is to specify the characters of previously known species and to describe two new ones.

All are of Westphalien age. *Glyptoasmussia dawsoni* (JONES 1870), *Pseudoasmussia striata* (MÜNSTER 1827), *Paleolimnadiopsis pruvosti* (RAYMOND 1946), are found in the Westphalien A and the lower Westphalien B (« faisceau de Meunière ») ; *Pseudestheria hersinensis* nov. sp. (= *Estheria mathieuï* PRUVOST 1927 pars.) and *Euestheria bourozi* nov. sp. have been observed in the « faisceau de Six-Sillons » (Westphalien C) and at the top of the « faisceau de Pouilleuse » (Westphalien B) ; *Cycladestheria simoni* (PRUVOST 1911) is a characteristic species of the « faisceau de Dusouich » (Westphalien C) but overlaps its base the « faisceau d'Ernestine » and, at its summit the « faisceau d'Edouard ». *Anomalonema reumauxi* (PRUVOST 1911) is rarer but particularly exists in the « faisceau d'Ernestine ». However, it is also to be found in the upper part of the « faisceau de Six-Sillons » and reaches into the « faisceau de Dusouich ». P. Pruvost reports it even in the « faisceau d'Edouard » in the seam below that named « Marthe » in Courrières.

L'étude des Conchostracés du terrain houiller du Nord-Pas-de-Calais que nous présentons ci-dessous a été effectuée à la demande de M. A. Bouroz, Chef du service Géologie et Gisement des Charbonnages de France. Elle est exposée suivant la classification que nous avons mise au point antérieurement (5 et 6) ; nous la résumerons ci-dessous en y mentionnant les seuls genres décrits dans ce mémoire.

Ordre des Conchostracés.

- Λ) Superfamille des LIOESTHERIOIDEA RAYMOND 1946.
Stries nombreuses, zone apicale réduite.
- I - Famille des LIOESTHERIIDAE RAYMOND 1946.
Crochet terminal.
- 1. Sous-Famille des LIOESTHERINAE KOBAYASHI 1954.

Ornementation fine du test de type lisse ou ponctué.

Genre *Pseudestheria* RAYMOND 1946.

2. Sous-Famille des *EUESTHERIINAE* DEFRETIN.
Ornementation fine du test de type réticulé.

Genre *Euestheria* DEPERET et MAZERAN 1912.

Genre *Cycladestheria* nov. gen.

3. Sous-Famille des *BAIRDESTHERIINAE* NOVOJILOV 1954.

Ornementation fine du test de type radié.

II - Famille des *ASMUSSIIDAE* KOBAYASHI 1954.

Crochet central ou subcentral.

1. Sous-Famille des *ORTHOTHEMOSINAE* DEFRETIN 1964.

Ornementation fine du test de type lisse ou ponctué.

Genre *Glyptoasmussia* NOVOJILOV et VARENTSOV 1956.

2. Sous-Famille des *PSEUDOASMUSSIINAE* DEFRETIN 1964.

Ornementation fine du test de type réticulé.

Genre *Pseudoasmussia* DEFRETIN 1967.

3. Sous-Famille des *ASMUSSIINAE* KOBAYASHI 1954.

Ornementation fine du test de type radié.

B) Superfamille des *LIMNADIOIDEA* BURMEISTER 1843.

Stries peu nombreuses, zone apicale relativement vaste.

I - Famille des *PALAEOLIMNADIINAE* TASCH 1956.

Stries non recourbées vers l'arrière.

1. Sous-Famille des *ESTHERIINAE* KOBAYASHI 1954.

Zone périumbonale bombée, zone marginale plane.

Genre *Estheriina*.

2. Sous-Famille des *PALAEOLIMNADIINAE* TASCH 1956.

Zone apicale large.

II - Famille des *PALAEOLIMNADIOPSEIDAE* DEFRETIN 1964.

Stries recourbées vers l'arrière dans la région postérieure et cardinale des valves adultes.

1. Sous-Famille des *PALAEOLIMNADIOPSEIDAE* DEFRETIN 1964.

Valves sans épines ni tubercules.

Genre *Paleolimnadiopsis* RAYMOND 1946.

Genre *Anomalonema* RAYMOND 1946.

2. Sous-Famille des *VERTEXIINAE* KOBAYASHI 1954.

Valves avec épines.

C) Superfamille des *LYNCEIOIDEA* SAYCE 1902.

Valves dépourvues de stries d'accroissement.

D) Superfamille des *LEAIOIDAE* RAYMOND 1946.

Valves ornées de 2 à 3 carènes radiaires partant du crochet.

I - Famille des *LEAIIIDAE* RAYMOND 1946.

Crochet terminal.

II - Famille des *CYCLOLEAIIIDAE* NOVOJILOV 1952.

Crochet central ou subcentral.

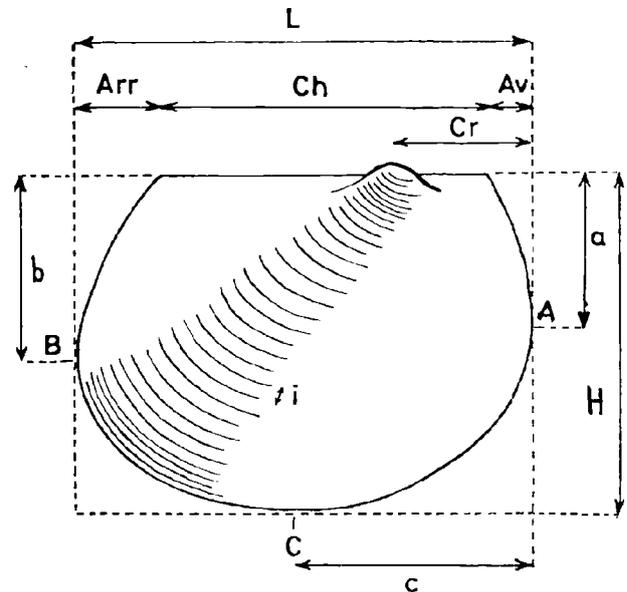


FIG. 1 — Explication des expressions et abréviations employées dans les diagnostics et descriptions des espèces de Conchostracés étudiées ici.

L : Longueur de la valve prise parallèlement à la charnière.

H : Hauteur de la valve perpendiculairement à la charnière.

Cr : Distance du crochet à la partie la plus antérieure de la valve.

Av : Distance de l'extrémité antérieure de la charnière à la partie la plus antérieure de la valve.

Arr : Distance de l'extrémité postérieure de la charnière à la partie la plus postérieure de la valve.

Ch : Longueur de la charnière.

a : Distance de la charnière à la partie la plus antérieure de la valve.

b : Distance de la charnière à la partie la plus postérieure de la valve.

c : Distance de la partie la plus saillante du bord ventral (valeur maximale de H) à la partie la plus antérieure de la valve.

n : Nombre de stries au mm à leur écartement maximal.

i : Ecartement des stries ($i = 1/n$).

N : Nombre total de stries.

N. B. — Quand le crochet est terminal, $Av = Cr$.

Description systématique.

A) Superfamille des LIOESTHERIOIDEA
RAYMOND 1946

I - Famille des LIOESTHERIIDAE
RAYMOND 1946

1. Sous-Famille des LIOESTHERIINAE
KOBAYASHI 1954

Genre *Pseudestheria* RAYMOND 1946

Diagnose : LIOESTHERIINAE cycladiforme.
Génotype : *Pseudestheria brevis* RAYMOND 1946.

Pseudestheria hersinensis (*) nov. sp.
(Pl. XIII, fig. 1 et 2 ; fig.-texte 2)

1927. *Estheria* (*Euestheria*) *mathieui* PRUVOST,
pars., p. 171.

non 1931. *Estheria* (*Euestheria*) *mathieui* in Y.S. CHI.

Holotype : Valve n° 921, valve droite, Pl. XIII, fig. 1.

Gisement type : Escarpelle, fosse 7, Bowette Nord 555
à 128 m du puits.

Niveau type : Faisceau de Six-Sillons, Assise de Bruay,
Westphalien C.

DIAGNOSE : « Espèce de petite taille, dépassant
rarement 3 mm, subcirculaire, cycladiforme, à cro-
chet terminal. La charnière est courte, presque
toujours inférieure à la moitié de la longueur, et
la partie la plus postérieure de la valve dépasse
l'angle cardinal postérieur de près de 1/5 de la
longueur.

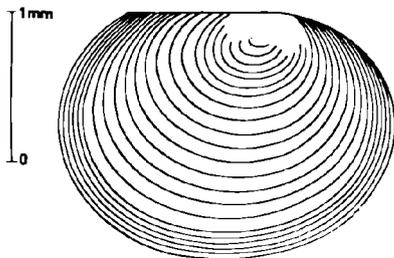


FIG. 2. — *Pseudestheria hersinensis*,
type taxinomique. Gr. = 20.

(*) Du nom de la localité Hersin-Coupigny (Pas-de-
Calais) où cette espèce est particulièrement abondante.

Les stries sont fines et serrées : environ 10 au
millimètre, visibles jusqu'au crochet et un peu plus
serrées sur le bord de la valve chez les plus grands
exemplaires ».

Malgré le nombre important de valves examinées,
nous n'avons pu mettre en évidence la structure
fine du test d'où l'attribution de cette espèce au
genre *Pseudestheria*.

DESCRIPTION : Les valves de cette petite espèce
sont en général assez nombreuses. Le test n'est
pas conservé.

Sur certains échantillons, elle est associée à
Anomalonema reumauxi (éch. n° 19) ; sur d'autres,
à *Euestheria bourozi*.

MENSURATIONS :

L	1,19 mm à	3,35 mm,	moyenne	2,25 mm
H	0,94	à 2,50	»	1,71
Cr	0,44	à 1,12	»	0,75
Arr	0,25	à 0,81	»	0,46
Ch	0,50	à 1,75	»	1,04
a	0,37	à 1,25	»	0,74
b	0,50	à 1,19	»	0,81
c	0,50	à 1,69	»	1,14
n	8 au mm	à 12 au mm,	»	9
H/L	68 %	à 86 %	»	76 %
Cr/L	26	à 39 %	»	33 %
Arr/L	13	à 25 %	»	21 %
Ch/L	41	à 55 %	»	46 %
Ch/H	52	à 76 %	»	61 %
a/H	35	à 51 %	»	43 %
b/H	39	à 56 %	»	47 %
c/L	43	à 56 %	»	51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : P. Pruvost (16,
p. 171) décrit sommairement, sous la dénomination
spécifique "*mathieui*", des valves de Conchostra-
cés provenant du bassin houiller de Kaïping
(Chine), au toit de la 16^{me} veine de l'assise de
Tongshan. Ces Estheries étaient associées à des
poissons limniques, des mollusques et des arthro-
podes terrestres déjà connus en Europe et caracté-
risant le Westphalien supérieur.

Il décrit *Estheria mathieui* comme ayant une
forme circulaire, un crochet subantérieur, des stries
denses. Le dessin qu'il en donne dénonce une valve
cycladiforme, de 5,3 mm de longueur et 4,6 mm
de hauteur, à crochet terminal et charnière courte.
Il ajoute que des valves identiques ont été recueil-
lies dans le bassin houiller du Nord et du Pas-de-
Calais dans des niveaux appartenant à l'assise de

Bruay, Faisceau de Six-Sillons, à la fosse Cuvinot des Mines d'Anzin (passée au mur de la 10^e veine du Sud), à la fosse 7, de l'Escarpelle (Bowette Nord 555 à 129 m du puits), et également en nouvelle Ecosse dans le terrain houiller du Cap Breton.

Les valves déterminées "*mathieui*" dans le bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais sont effectivement subcirculaires, cycladiformes, à crochet terminal. Mais leur taille n'atteint jamais celle de l'espèce chinoise : le plus grand exemplaire que nous ayons observé mesure 3,25 mm de longueur et la moyenne portant sur plus de 100 exemplaires est de 2,25 mm. En outre, les stries sont moins denses : 8 à 12 au mm, avec une seule valve en comptant 12 et sept seulement en ayant 11 au mm, alors que *E. mathieui* en montre 15.

La taille de cette nouvelle espèce la rapprocherait plutôt d'*Euestheria tenella*. Mais, si leurs tailles sont comparables, elles diffèrent nettement cependant. *E. tenella* est telliniforme, son axe plonge très nettement vers l'arrière, sa forme est subquadrangulaire, ses stries sont moins nettes. Enfin, le test montre une structure finement réticulée.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Faisceau de Six-Sillons, Assise de Bruay, Westphalien C.

Toutefois, un échantillon récolté à la fosse 13 de Lens, au toit de la veine Elisa, Faisceau de Pouilleuse, en montre un exemplaire bien conservé.

GISEMENTS (échantillons étudiés dans ce mémoire) :

GRUPE DE BÉTHUNE.

Nœux - Fosse 6, bowette ouest 357 à 150 m au toit de Rimbert (n° 892, 894, 907 : 1 et 3).

Nœux - Fosse 6, bowette ouest 357, passée au mur de St-Eloi (n° 2751 : 1 et 2).

Sondage Mazingarbe n° 2 à 690,50 (n° 898) et 691,00 (n° 899).

GRUPE DE LENS-LIÉVIN.

Lens - Fosse 8, bowette 8108 à 20 m (n° 891 et 913 à 920).

Lens - Fosse 13, toit de la veine Elisa (valve 1) (n° 6).

GRUPE D'HÉNIN-LIÉTARD.

Courrières - Fosse 3 ouest, étage — 482, sondage 031 à 386,90 (n° 908 à 910), à 389,20 (n° 909 : valves 1 et 2), à 427,80 (n° 912), à 474,09 (n° 911 : valve 2).

Drocourt - Fosse 4 sud, sondage S. 014 à 66,50 m (n° 1967 à 1970).

GRUPE D'OIGNIES.

Dourges - Fosse 4 Sud, bowette Nord 565, à 105 m (n° 893).

GRUPE DE DOUAL.

Escarpelle - Fosse 7, bowette Nord 555 ; passée à 107 m (D. 26 a et b) ; passée à 128 m (n° 895 à 897, 900 à 906, 921 type, 922) ; passée à 128,50 m (n° D. 27 : a, b, c, d).

Escarpelle - Fosse 8, bowette Nord 260, veine Théo à 702 (n° D. 21-2).

GRUPE DE VALENCIENNES.

Crespin - bowette Nord n° 3, à 670 m, Laure 50 m (n° E. 20) ; à 745 m, Laure (n° E. 26), bowette Nord n° 4 ; à 670 m, Laure à 230 m (n° E. 22) ; à 745 m, Laure à 170 m (n° E. 19 : valves 2 à 6) ; à 745 m, Laure à 230 m entre Hardi et Carlos N° E. 24 - E. 27) ; à 745 m, Laure à 400 m (n° 923 à 925).

Cuvinot - 1^{re} série couchant sud, étage 480, distance 284 m (n° E. 35) ; 3^{me} série levant Sud, étage 360, distance 317 m (n° E. 21) ; 3^{me} série levant Sud, étage 360, distance 318 m (n° E. 23) ; 3^{me} série levant Sud, 3^{me} voie, (n° E. 25) ; 7^{me} série levant Sud à 200 m, issu de la voie de la 11^e veine, distance 159 m (E. 44).

Thiers - Recoupage levant Sud, étage 200, à 465 m (E. 18).

2. Sous-Famille des EUESTHERIINAE
DEFRETIN 1964

Genre *EUESTHERIA* DEPERET et MAZERAN 1912

Diagnose : *Euestheriinae* telliniforme.

Génotype : *Estheria minuta* VON ZIETEN 1833.

Euestheria bourozi nov. sp.
(Pl. XIII, fig. 4 ; fig.-texte 3)

Type : Echantillon n° 944, valve gauche, Pl. XIII, fig. 4.

Gisement type : Courrières, F. 6, Sud, sond. 23 à 650,22.

Niveau type : Faisceau de Six-Sillons, Assise de Bruay, Westphalien C.

DIAGNOSE : « Espèce de grande taille, assez allongée, telliniforme. Le crochet est situé au voisinage du 1/3 de la longueur totale de la valve. Les stries sont très lâches : 3 à 4 au mm ; parfois, chez les plus grands exemplaires, on observe une bande marginale à stries plus serrées.

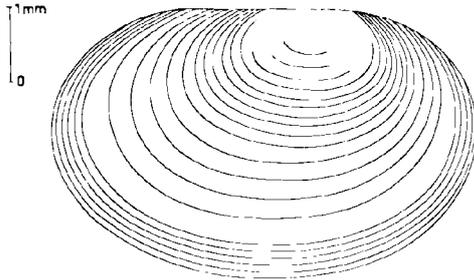


FIG. 3. — *Euestheria bourozi*, type taxinomique. Gr. = 10.

L'ornementation fine, difficilement observable, est de type réticulé à larges mailles de 0,05 mm ».

DESCRIPTION : Ces valves sont relativement rares. Les échantillons examinés n'en comportaient jamais plus d'un exemplaire. Des valves d'*Euestheria hersinensis* tantôt très nombreuses, tantôt isolées, y sont parfois associées.

MENSURATIONS :

L	3,12 mm à 7,30 mm, moyenne	5,58 mm
H	2,00 à 4,40	» 3,63
Cr	1,12 à 2,44	» 1,81
a	0,94 à 2,20	» 1,66
b	1,37 à 2,75	» 1,74
c	1,56 à 3,62	» 2,82
n	3 au mm à 4 au mm,	» 3 ½
H/L	60 % à 69 %	» 65 %
Cr/L	28 à 38 %	» 32 %
a/H	42 à 50 %	» 46 %
b/H	42 à 54 %	» 48 %
c/L	47 à 55 %	» 51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce, dans les échantillons qui nous ont été communiqués, avait été déterminée soit *Estheria dawsoni*, soit *Estheria simoni*. La taille de ces deux espèces est en effet assez comparable à celle de *Euestheria bourozi*. Sa forme allongée, ses stries très lâches, la rapprochent de *Glyptoasmussia dawsoni*, mais celle-ci montre des angles, antérieur et postérieur, nets alors qu'ils sont arrondis chez *Euestheria bourozi*, en outre, le crochet est un peu plus central chez *G. dawsoni* que chez *E. bourozi*.

Cycladestheria simoni se distingue de *E. bourozi* par son angle postérieur toujours marqué, sa forme beaucoup plus arrondie et ses stries un peu plus serrées.

Pseudoasmussia striata présente un crochet plus antérieur, des stries nettement plus serrées, et des angles, antérieur et postérieur, marqués. Quant à *Pseudestheria hersinensis*, qui est parfois associée à *Euestheria bourozi*, elle est très petite, arrondie, avec un angle postérieur net et des stries très serrées.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Cette espèce nouvelle appartient au Westphalien C, Assise de Bruay. Il semble qu'elle soit surtout cantonnée dans le faisceau de Six-Sillons.

Toutefois, un échantillon provenant du toit de la veine Elisa (faisceau de Pouilleuse) à la fosse 13 de Lens, montre, à côté d'une valve de *Pseudestheria hersinensis*, deux empreintes assez mal conservées qui semblent pouvoir être attribuées à l'espèce *Euestheria bourozi*.

GISEMENTS :

GRUPE DE LENS-LIÉVIN.

Lens - Fosse 13, toit de la veine Elisa (n° 6 : valves 2 et 3).

Bruay - Siège 5, bowette 314 à 30 m.

GRUPE D'HÉNIN-LIÉTARD.

Hénin-Liétard - Fosse 3, Ouest, étage 482, sondage 031 à 420 m (n° 943).

Courrières - Fosse 6 Sud, sondage 23 à 650,22 (n° 944 type de l'espèce, 945).

GRUPE D'OIGNIES.

Dourges - Fosse 8, bowette sud 230 à 1047 m (n° 930 et 933 : empreinte et contre-empreinte).

GRUPE DE DOUAL.

Escarpelle - Fosse 7, bowette Nord 555, passée à 93 m (n° D. 20) ; passée à 128 m (n° 895-10).

Escarpelle - Fosse 8, bowette Nord 260, veine Théo à 702 (n° D. 21-1) ; passée à 863 m (n° D. 3, D. 22 et 947).

Escarpelle - Fosse 8, bowette Sud 285, F. 2, passée à 1111 m (n° D. 4 et D. 14).

GRUPE DE VALENCIENNES.

Cuvinot - 6^{me} série levant 250 Nord, distance 20 m (n° E. 30).

Genre *CYCLADESTHERIA* nov. gen.

Diagnose : *Euestheriinae* cycladiforme.

Génotype : *Estheria simoni* PRUVOST 1911.

Cycladestheria simoni (PRUVOST) 1911
(Pl. XIII, fig. 3 ; fig.-texte 4)

1862. *Estheria tenella* JONES (NON JORDAN), Pl. II, fig. 39 ; Pl. V, fig. 1 à 5 (non fig. 6).
 1910. *Estheria tenella* BARROIS (p. 17).
 1911. *Estheria tenella* BOLTON (Pl. XXVII, fig. 1 et 2).
 1911. *Estheria simoni* PRUVOST (p. 64, Pl. 1, fig. 4 à 8, fig.-texte 2).
 1919. *Estheria simoni* PRUVOST (p. 57, Pl. 24, fig. 29-33, fig.-texte 15).
 1926. *Estheria simoni* PRUVOST in CHERNYSHEV (p. 67-82).
 1946. *Pseudestheria simoni* (PRUVOST) in RAYMOND (p. 248).
 1953. *Estheria (Euestheria) simoni* PRUVOST in FEYS (p. 159, Pl. IV, fig. 8 à 10).

Type : *Estheria simoni* PRUVOST 1911, Annales S.G.N., t. XL, p. 64, Pl. I, fig. 4, = 1919, Pl. XXIV, fig. 29, Musée houiller de Lille, Cat. N° 1889, valve gauche.

Gisement type : Lens - Fosse 8, toit de la veine Beaumont.

Niveau type : Faisceau de Dusouich, Assise de Bruay, Westphalien C.

DIAGNOSE : « Valves égales, inéquilatérales, subquadrangulaires, oblongues ou subcirculaires ; ligne cardinale droite et bien définie, crochet net antérieur, stries concentriques d'accroissement. Coquille assez fortement convexe, crochet occupant l'angle antérieur sans faire saillie hors de la ligne cardinale ; forme subcirculaire peu allongée transversalement, contour formé par une courbe régulière ; stries concentriques nombreuses, très fines et serrées sur le bord, effacées dans la région du crochet (14, p. 64) ».

DESCRIPTION : Les valves de *Cycladestheria simoni* sont généralement assez fréquentes sur les échantillons examinés ici. Mais on n'observe que des empreintes. Le crochet, à l'extrémité de la charnière, se situe vers le 1/3 de la longueur de la valve. La charnière est courte, pratiquement

toujours inférieure à la moitié de la longueur. L'angle cardinal postérieur est nettement marqué, il est de l'ordre de 130°. Les stries sont nettes dans la partie centrale où on en compte 4 à 7 au mm, plus effacées vers le crochet. Une bande marginale à stries serrées borde les plus grands exemplaires. Les valves à stries lâches sont généralement plus allongées que celles à stries plus serrées.

L'ornementation fine est parfois conservée ; elle consiste en un réticulum dont les mailles mesurent entre 0,02 et 0,05 mm.

MENSURATIONS :

L	3,00 mm	à	6,50 mm	, moyenne	4,23 mm
H	2,00	à	4,62	»	3,13
Cr	0,94	à	2,00	»	1,34
Arr	0,50	à	1,56	»	0,90
Ch	1,43	à	3,38	»	1,99
a	0,94	à	2,12	»	1,37
b	0,94	à	2,25	»	1,48
c	1,56	à	3,44	»	2,18
n	4 au mm	à	7 au mm	»	5 au mm
H/L	62 %	à	83 %	»	74 %
Cr/L	27	à	38 %	»	32 %
Arr/L	16	à	31 %	»	21 %
Ch/L	35	à	54 %	»	47 %
Ch/H	52	à	85 %	»	64 %
a/H	37	à	55 %	»	44 %
b/H	37	à	55 %	»	47 %
c/L	46	à	58 %	»	51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : La taille de *Cycladestheria simoni* la rapproche de *Euestheria bourozi*, *Glyptoasmussia dawsoni* et *Pseudoasmussia striata*. Toutefois, *E. bourozi* a des angles arrondis et une forme plus allongée, *Gl. dawsoni* montre une charnière débordant en avant du crochet et *Ps. striata* a un crochet plus antérieur et des stries plus serrées.

P. Pruvost (14, p. 64 et 15, p. 59) la comparait à *Euestheria tenella*. « Mais elle s'en distingue, dit-il, par des valves presque subcirculaires, par sa convexité très marquée, par ses stries plus lâches et surtout par sa taille plus de deux fois plus grande que celle de *Euestheria tenella* ».

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Cette espèce appartient, dans le Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, à l'assise de Bruay : Westphalien C. Mais elle est surtout abondante dans le faisceau de Dusouich, au voisinage de la veine Beaumont (Lens) ou ses équivalents : Ste-Barbe à Béthune, Marie à Courrières, St-Jérôme à Nœux.

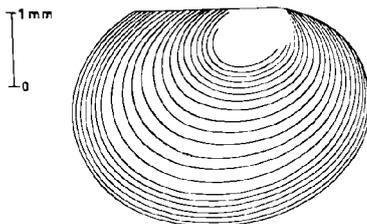


FIG. 4. — *Cycladestheria simoni*, type taxinomique. Gr. = 10.

« Elle apparaît, dit P. Pruvost (15, p. 60), au toit de la passée sous Veine Juliette à Lens et Liévin, c'est-à-dire vers le sommet du faisceau d'Ernestine, et disparaît dans le faisceau d'Edouard ; on ne la rencontre plus au-dessus de la Veine Saint-Louis à Lens, Louis à Liévin ».

GISEMENTS :

GRUPE D'AUCHEL-BRUAY.

- Bruay - Siège 3, région C.R., bowette montante n° 42, banc à 85 m (7^{me} veine) (n° B. 9).
- Bruay - Siège 4, 7^{me} veine (n° B. 1).
- Bruay - Siège 6, 7^{me} veine levant à 591 m (n° B. 3).
- Bruay - Siège 6, bowette 552, 7^{me} veine (n° B. 4).
- Bruay - Siège 6, recoupage 411, 10 m (n° B. 11).
- Bruay - Siège 6, à — 706, recoupage 583 à 167 m (n° 876).
- Bruay - Siège 7, passée entre 6^{me} et 7^{me} veine (n° B. 10).
- Bruay - Siège 7, passée à 528 m, 7^{me} veine (n° B. 8).
- Bruay - 7^{me} veine (n° B. 7).

GRUPE DE BÉTHUNE.

- Béthune - Siège 5, veine Sainte Barbe supérieure (n° A à I).

GRUPE DE LENS-LIÉVIN.

- Liévin - Fosse 3, veine Beaumont (n° 950) ; veine Beaumont, bowette 383 (n° 934).
- Liévin - Fosse 6, veine Delphin à 86 m (n° 942).

GRUPE D'HÉNIN-LIÉTARD.

- Courrières - Fosse 9, bowette 184, toit 10 (n° 871).
- Courrières - Fosse 21 Nord, bowette sud-ouest ; veine Beaumont (n° 940 et 946) ; veine Beaumont (n° 935-936).

GRUPE DE DOUAI.

- Sondage II F° à 136,75 m (n° D. 25).

GRUPE DE VALENCIENNES.

- Anzin-Crespin - Sondage 200, chapelle Saint-Roch, à 458,50 m (n° 941).

II - Famille des ASMUSIIDAE KOBAYASHI 1954

1. Sous-Famille des ORTHOTHEMOSINAE

DEFRETIN 1967

Genre *GLYPTOASMUSSIA*
NOVOJILOV et VARENTSOV 1956

Diagnose : *ORTHOTHEMOSINAE* à carapace plus ou moins allongée, aux angles cardinaux nets.

Génotype : *Glyptoasmussia kuluzunensis* NOVOJILOV et VARENTSOV 1956.

Glyptoasmussia dawsoni (JONES)

(Pl. XIII, fig. 5 ; fig.-texte 5)

- 1868. *Estheria* sp. DAWSON (p. 256, fig. 58 d).
- 1870. *Estheria dawsoni* JONES (p. 220, Pl. 9, fig. 15).
- 1884. *Estheria dawsoni* JONES (p. 361, Pl. XII, fig. 12).
- 1919. *Estheria (Euestheria) dawsoni* JONES in PRUVOST (p. 55, Pl. XXIV, fig. 24, 25, 26, 27, non fig. 28, et 28 bis).
- 1928. *Estheria (Euestheria) dawsoni* PRUVOST in CHERNYSHEV (p. 519, Pl. 37, fig. 1-3).
- 1930. *Estheria (Euestheria) dawsoni* JONES in PRUVOST (p. 185, Pl. 10, fig. 7, non fig. 8).
- 1946. *Pseudestheria dawsoni* (JONES) in RAYMOND (p. 245).
- non 1878. *Estheria dawsoni* JONES (p. 100, Pl. 3, fig. 2).

Type : *Estheria* sp. DAWSON, Acadian Geology, p. 256, fig. 58 d.

Gisement type : D'après T.R. Jones (1870 et 1878), le gisement type serait à Horton Bluff en Nouvelle-Ecosse. Mais P.E. Raymond signale que le Dr Walter A. Bell, spécialiste de la géologie en Nouvelle-Ecosse, déclare n'avoir jamais trouvé cette *Estherie* à Horton Bluff. Mais, au Sud-Ouest de Cheverie, sur la rive de l'Avon opposée à Horton Bluff, il a récolté des valves tout à fait comparables à celles de Dawson et légèrement différentes de celles décrites par T.R. Jones (Jones reconnaissait d'ailleurs qu'il avait eu des spécimens assez mal conservés). Aussi P.E. Raymond pense que le gisement de Cheverie doit être considéré comme étant le gisement type

Niveau type : Cheverie formation : Carbonifère inférieur.

DIAGNOSE : « Valves de contour subovale, à ligne cardinale saillante, très longue... crochet presque à l'angle antérieur. La surface est couverte de cordons concentriques saillants, parallèles aux bords et régulièrement séparés par de larges intervalles ; ces côtes sont au nombre de 4 par millimètre dans les parties moyennes de la valve. Le long du bord et près du crochet, ces ornements sont un peu plus serrés. Structure microscopique du test non conservée ». (15, p. 55).

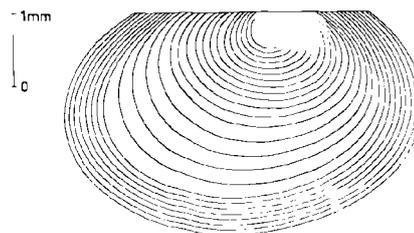


FIG. 5. — *Glyptoasmussia dawsoni*, type taxinomique. Gr. = 10.

DESCRIPTION : Les spécimens du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais que nous avons examinés sont généralement de grande taille, cycladi-formes, à crochet non terminal d'où leur attribution ici à la famille des *Asmussidae*. Le test n'est jamais conservé et il n'existe aucun indice de l'ornementation fine. Des empreintes d'« œufs » sont parfois visibles, leur taille est voisine de 0,5 mm. Ces valves sont peu nombreuses dans les échantillons étudiés.

MENSURATIONS :

L	2,81 mm	à	7,00 mm,	moyenne	4,88 mm
H	1,75	à	4,50	»	3,17
Cr	0,94	à	2,62	»	1,66
Av	0,25	à	1,25	»	0,66
Arr	0,50	à	1,50	»	0,97
Ch	1,94	à	4,50	»	3,25
a	0,75	à	2,00	»	1,32
b	0,85	à	2,25	»	1,48
c	1,43	à	3,75	»	2,51
n	3 au mm	à	5 au mm,	»	4 au mm
H/L	59 %	à	71 %	»	65 %
Cr/L	30	à	38 %	»	34 %
Av/L	9	à	18 %	»	14 %
Arr/L	15	à	22 %	»	20 %
Ch/L	60	à	75 %	»	66 %
Ch/H	92	à	120 %	»	103 %
a/H	36	à	46 %	»	42 %
b/H	43	à	51 %	»	47 %
c/L	48	à	56 %	»	51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : La dénomination *Estheria dawsoni* a été attribuée à l'origine (Jones 1870) à l'espèce de Nouvelle-Ecosse qui était indiscutablement, semble-t-il, une *Estheria* au sens restreint du terme. En 1878, T.R. Jones y rattache des valves provenant du Carbonifère inférieur d'Ecosse (à l'Est de Behaven Bay, près de Dunbar). Ces valves, dit-il, (p. 101) présentent un bord postérieur sigmoïde. Mais en 1884 (p. 361), il fait remarquer que les valves de Nouvelle-Ecosse ne semblent pas présenter de bord retourné vers l'arrière et que de nouvelles récoltes sont nécessaires pour prouver la similitude des Estheries de ces deux gisements.

P. Pruvost (15, p. 56, et 17, p. 185) réunit sous la même dénomination : *Estheria (Euestheria) dawsoni*, des valves des terrains houillers du Nord de la France et de la Belgique, les unes de forme *Estheria*, d'autres de forme *Palaeolimnadiopsis*.

En 1946, P.E. Raymond distingue, d'une part la forme de Nouvelle-Ecosse sous le nom de *Pseud-*

theria dawsoni (JONES) (p. 245). D'autre part, la forme d'Ecosse est décrite sous le nom de *Palaeolimnadiopsis jonesi* (p. 272). Celle des terrains houillers du Nord-Pas-de-Calais et de Belgique (P. Pruvost : 1919 et 1930) et celle du terrain houiller du Donetz (B.I. Chernyshev, 1928) à stries recourbées vers l'arrière sont rattachées à *Palaeolimnadiopsis pruvosti* (p. 273).

Nous avons adopté ici, pour ces valves du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais dont le bord postérieur n'est pas recourbé vers l'arrière, le nom spécifique de *dawsoni* qu'avait utilisé P. Pruvost. Mais, en raison de la position subcentrale du crochet, nous la plaçons dans la famille des ASMUSSIIDAE. L'ornementation fine non observable la rattache à la sous-famille des *Orthothemosinae* et la forme générale au genre *Glyptoasmussia*.

Les valves à bord sigmoïde que P. Pruvost plaçait également dans l'espèce *dawsoni* sont décrites plus loin sous la dénomination de *Palaeolimnadiopsis pruvosti* RAYMOND.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Toutes les valves observées ici appartiennent au Westphalien A : Assise de Vieoigne et à la base du Westphalien B : Assise d'Anzin, faiseceau de Meunière.

D'après P. Pruvost (15), le gisement le plus bas serait à la base du faiseceau d'Olympe (Meurchin, fosse 4, 3^{me} passée au mur de Désirée) et le plus élevé vers la limite supérieure du faiseceau de Meunière (Ostricourt, fosse 6, veine n° 8).

GISEMENTS :

GRUPE D'AUCHEL-BRUAY.

Siège 2 A, bowette 7302 à 790, 485 m.

Bruay - Fosse 5, sondage 240 A à 235,60 (n° 2744).

Marles - Fosse 7, bowette 7053, toit 8, (n° 938 et 939).

GRUPE DE BÉTHUNE.

Fosse 8, bowette 8016, toit 14 (n° 932).

Fosse 9, sondage n° 906, étage — 505, à 230,80 m.

GRUPE DE LENS-LIÉVIN.

Fosse 19, sondage 19 B à 303,00 (n° 2745).

GRUPE D'OIGNIES.

Sondage de Pont à Sault, à 1125,40.

GRUPE DE DOUAI.

Siège 10, bowette Sud 226, passéc à 302 m (n° D. 23).

- Siège 10, bowette Sud 300, veine à 204 m (n° D. 15 et D. 24).
 Siège Dechy, Recoupage Sud 550 Ouest, veine n° 4 à 359 m (n° D. 5).
 Siège Delloye, Recoupage RN 1-350, passée à 697 m (n° D. 8).
 Sondage 9 J à 716,25 m (n° D. 1).

GRUPE DE VALENCIENNES.

- Fosse Agache 560 - n° 2, Faisceau Sud, 2^{me} BN en 6^{me} série levant Sud (n° E 13, 2 et 4).
 Fosse Arenberg, 6^{me} série, couchant 334, distance 678 m (n° E 12/1).
 Fosse Audiffret, série bowette 2^{me} voie, étage 640, veine supposée Adolphine (n° E. 11).
 Fosse Cuvinot - bowette Nord 360, veine n° 5, distance 1145 m (n° E. 10, E. 16/3, E. 38).
 Fosse Cuvinot - 2^{me} voie vers Meunière, distance 130 m (n° E. 15).
 Fosse Cuvinot - 8^{me} série levant Nord 360, distance 1000 m (n° E. 14-1).
 Fosse Heurteau, bowette Nord 280 vers St Georges, passée à 198 m (n° E. 40).
 Fosse Sabatier, 3^{me} série levant 312, distance 374 m (n° E. 17).
 Fosse Soult, 1^{re} série levant Sud 304, distance 310 m (n° E 43).
 Valenciennes, sondage rue des Aulnes, 1299,90, mur faille d'Amaury; sondage n° 201, Marais de Crespin à 864,60 (n° 929).
 Vicoigne, bowette de liaison avec Sabatier, distance 2590 m (n° E. 33).

2. Sous-Famille des PSEUDOASMUSSINAE
 DEFRETIN 1964

Genre *PSEUDOASMUSSIA* DEFRETIN 1967

Diagnose : *Pseudoasmussiinae* à carapace plus ou moins allongée, aux angles cardinaux nets et axe plongeant légèrement vers l'arrière.

Génotype : *Pseudoasmussia grasmücki* DEFRETIN 1969.

Pseudoasmussia striata (MÜNSTER)
 (Pl. XIII, fig. 6 et 9 ; fig.-texte 6)

1826. *Sanguinolaria striata* MÜNSTER in GOLDFUSS (vol. II, p. 170, Pl. 159, fig. 19 a-b).
 1842. *Cardiomorpha striata* DE KONINCK (p. 105, Pl. II, fig. 9 a-c).
 1862. *Estheria striata*, var. *Beinertiana* et var. *tuteana* JONES (p. 23, Pl. I, fig. 11 à 18, non fig. 8 à 10).
 1919. *Estheria (Lioestheria) striata* MÜNSTER in PRUVOST (p. 52, Pl. XXIV, fig. 20-23, fig.-texte 13).

1930. *Estheria (Lioestheria) striata* MÜNSTER in PRUVOST (p. 194, Pl. 10, fig. 5 et 6).
 1954. *Lioestheria striata* (GOLDFUSS et MÜNSTER) in RAYMOND (p. 232).
 1954. *Lioestheria striata* (GOLDFUSS et MÜNSTER) in KOBAYASHI (p. 91-92).

Type : Vraisemblablement fig. 19 a-b de Münster in Goldfuss 1826.

Gisement type : Regnitzlosau, près de Hof, en Bavière.
 Niveau type : Dinantien supérieur.

DIAGNOSE : « Valves allongées transversalement, très légèrement convexes. Bord cardinal droit de longueur égale aux 2/3 de la longueur totale. Bord antérieur arrondi, bord ventral subrectiligne, s'éloignant du bord dorsal vers l'arrière. Test mince, surface ornée de fines stries très rapprochées » (15, p. 52).

Nous ajouterons que la ligne cardinale dépasse en avant du crochet et que les bords, antérieur et postérieur, de la valve font, avec la charnière, un angle net. Ce caractère est bien visible sur la Pl. XX, fig. 5 et surtout fig. 7 de P. Pruvost (17). En outre, certains exemplaires semblent montrer une structure du test de type réticulé qui se superpose à l'empreinte des « œufs » sur la fig. 20 a de la Pl. XXIV de P. Pruvost (15).

DESCRIPTION : Les valves sont assez nombreuses sur les échantillons étudiés, mais elles se présentent uniquement sous forme d'empreintes. La forme générale est allongée et plonge très légèrement vers l'arrière. Le crochet, bien que non situé à l'extrémité de la charnière, occupe une position assez antérieure : un peu en arrière du 1/4 de la longueur totale. La charnière est longue : voisine des 2/3 de la longueur et pratiquement toujours supérieure à la hauteur de la valve.

Les stries sont assez serrées : 6 à 9 au mm à leur écartement maximal ; les plus grands exemplaires présentent en outre une bande marginale à stries plus serrées.

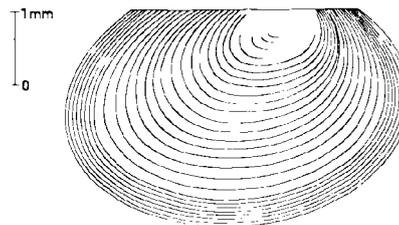


FIG. 6. — *Pseudoasmussia striata*, type taxinomique. Gr. = 10.

L'ornementation fine est rarement observable. Toutefois, certains exemplaires montrent un réticulum assez net à larges mailles de 0,08 à 0,1 mm.

Certains exemplaires portent l'empreinte des « œufs » dont la taille est de l'ordre de 0,5 mm.

MENSURATIONS :

L	2,44 mm à	6,56 mm, moyenne	4,58 mm
H	1,44	à 4,06	» 2,92
Cr	0,69	à 1,75	» 1,28
Av	0,25	à 1,12	» 0,67
Arr	0,50	à 1,25	» 0,86
Ch	1,63	à 4,19	» 3,05
a	0,56	à 1,87	» 1,21
b	0,62	à 1,87	» 1,33
c	1,25	à 3,44	» 2,34
n	6 au mm à	9 au mm,	» 7 au mm
H/L	57 %	à 71 %	» 64 %
Cr/L	21	à 31 %	» 28 %
Av/L	10	à 18 %	» 15 %
Arr/L	17	à 21 %	» 19 %
Ch/L	62	à 71 %	» 66 %
Ch/H	94	à 117 %	» 104 %
a/H	36	à 46 %	» 41 %
b/H	40	à 54 %	» 46 %
c/L	47	à 57 %	» 51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Jones distinguait trois variétés dans l'espèce *striata* : var. *binneyana*, var. *beinertiana* et var. *tateana*.

L'espèce *striata* var. *binneyana* est de grande taille, dépassant parfois 2 cm. La variété *beinertiana*, bien que moins grande que la précédente, est cependant dans l'ensemble de taille supérieure à celle étudiée ici ; son axe plonge fortement vers l'arrière et l'ornementation fine du test d'après les figures de Jones (11, Pl. I, fig. 12 et 14) ne paraît ni réticulée, ni radiée. La variété *tateana*, de taille un peu plus petite, de forme plus régulière et dont la structure est de type réticulé (11, Pl. I, fig. 16 et 17) correspond davantage à notre espèce. C'est d'ailleurs à cette variété que P. Pruvost (15 et 17) rattachait les valves du terrain houiller du Nord et du Pas-de-Calais et celles du terrain houiller de la Belgique. Parmi les figures représentées par P. Pruvost, la plus typique me paraît être la fig. 21 de la Pl. XXIV (15) bien que les angles, antérieur et postérieur, n'y soient pas très nettement marqués.

Nous ajouterons que cette espèce se différencie de *Pseudeasmussia dawsoni* par une taille légèrement plus petite, mais surtout par une position plus antérieure du crochet et des stries plus serrées.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE : Cette espèce est généralement rencontrée au sommet du calcaire carbonifère et à la base du terrain houiller. Les valves étudiées ci-dessus proviennent du Westphalien A : assise de Vicoigne et de la base du Westphalien B : Assise d'Anzin, faisceau de Meunière.

P. Pruvost (15) situe l'apparition de cette espèce dans le faisceau de Modeste, Assise de Vicoigne, Westphalien A, au mur de Désirée, à la Fosse 4 de Meurchin (groupe de Lens-Liévin), elle y est déjà très commune. Il ne l'a plus observée au-dessus de la 3^{me} passée au toit de la veine n° 13 à la Fosse Notre-Dame d'Aniche, faisceau de Meunière, Assise d'Anzin, Westphalien B (groupe de Douai).

GISEMENTS :

GROUPE DE BÉTHUNE.

Sondage « Mutuelle » à 957,85 (n° 937).

GROUPE D'OIGNIES.

Sondage « Pont à Sault » à 1125,40.

GROUPE DE DOUAI.

Siège 10, bowette Sud 300, veine à 360 m (n° D.16).

Siège Dechy, recoupage Sud, Minangoye, à 511, passée à 14 (n° D.10) ; recoupage du Bure au puits à — 677, veine Minangoye à 141,50 (n° D.12) ; veine Minangoye à 144,50 (n° D.11).

Siège Déjardin, Recherche de Poissonnière de Puis, Poissonnière levant 410, passée à 55 (n° D.13).

Siège Delloye, NO-levant 777, passée mur Minangoye (n° D.19).

Siège Notre-Dame, bowette Nord 281, percée au toit de Sessevalle à 481 m (n° D.2).

Sondage n° 14 F à 121,75 (n° D.18) ; à 163,75 (n° D.17).

GROUPE DE VALENCIENNES.

Fosse Arenberg, 6^{me} série, étage 334 à 678 m (n° E.12.2).

Fosse Cuvinot, 1^{re} série couchant Nord, étage 420, distance 550 m (n° E.3).

Fosse Cuvinot, 6^{me} série levant Nord, amont 250, distance 556 m (n° E.31).

Fosse Cuvinot, 8^{me} série levant Nord, 360, distance 1000 m (n° E.14.2).

Fosse La Grange, 3^{me} série, couchant Plat Sud à 400, distance 1212 m (n° E.37).

Fosse Sabatier, bowette Sud 400 à 1560 m (n° E.34).
Fosse Soult, 1^{re} série, levant sud 304, distance 304, (n° E.2).

Fosse Thiers, bowette Nord à 200, distance 170 m (n° E.32).

Fosse Thiers-Haveluy, BN 450, distance 610 m (n° E.6).

B) Superfamille des LIMNADIOIDEA
BURMEISTER 1843

I - Famille des PALAEOLIMNADIIDAE
TASCH 1956

1. Sous-Famille des ESTHERIINAE
KOBAYASHI 1954

Genre *ESTHERIINA* JONES 1897

Diagnose : *Estheriinae* à zone apicale convexe et zone plus plate dans la partie périphérique. Stries d'accroissement réparties sur les deux parties.

Génotype : *Estheriina bresiliensis* JONES 1897.

Estheriina bethunensis DEFRETIN

1953. *Estheria (Estheriina) bethunensis* DEFRETIN (4)
(p. 232, Pl. X, fig. 1 à 6, fig.-texte 1, p. 233).

Type : *Estheriina bethunensis* DEFRETIN 1953 (4), Pl. X, fig. 1.

Gisement type : Groupe de Béthune, siège 5 de Bully, puits 5 bis, toit de la passée à la cote — 530.

Niveau type : Base du faisceau de Six-Sillons, assise de Bruay, Westphalien C.

DIAGNOSE : « Espèce de très petite taille cycladiforme, à contour régulier. La région apicale, fortement saillante, est nettement délimitée. Le test y est brillant et relativement épais, les stries d'accroissement y sont nettes, on en compte généralement 6.

La partie marginale est plate, les stries sont un peu moins serrées et moins accusées, on en compte 7 à 10.

La structure fine du test n'a pu être mise en évidence ».

MENSURATIONS :

Longueur totale : L = 0,88 à 1,48 mm,

Hauteur totale : H = 0,58 à 1,00 mm,

Longueur de la zone apicale : L' = 0,48 à 0,64 mm

Hauteur de la zone apicale : H' = 0,36 à 0,48 mm.

GISEMENTS - RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce n'a été signalée dans aucun autre gisement jusqu'à ce jour.

Des *Estheria* de cette taille ne semblent pas avoir été découvertes ailleurs.

II - Famille des PALAEOLIMNADIOPSEIDAE
DEFRETIN 1965

1. S.-famille des PALAEOLIMNADIOPSEINAE
DEFRETIN 1965

Genre *PALAEOLIMNADIOPSIS* RAYMOND 1956

Diagnose : *PALAEOLIMNADIOPSEINAE* de grande taille, à stries généralement assez espacées. La charnière est longue et rectiligne.

Génotype : *Palaeolimnadiopsis carpenteri* RAYMOND 1946.

Palaeolimnadiopsis pruvosti RAYMOND 1946
(Pl. XIII, fig. 7 ; fig.-texte 7)

1878. *Estheria dawsoni* JONES (p. 100, Pl. 3, fig. 2).

1919. *Estheria (Euestheria) dawsoni* JONES in PRUVOST (p. 55, Pl. XXIV, fig. 28 et 28 bis) non fig.-texte 14, ni Pl. XXIV, fig. 24, 25, 26, 27.

1928. *Estheria (Euestheria) dawsoni* JONES in CHERNYSHEV (p. 519, Pl. 37, fig. 1-3).

1930. *Estheria (Euestheria) dawsoni* JONES in PRUVOST (p. 185, Pl. 10, fig. 8, non fig. 7).

1946. *Palaeolimnadiopsis jonesi* RAYMOND (p. 272).

1946. *Palaeolimnadiopsis pruvosti* RAYMOND (p. 273).

non 1868. *Estheria* sp. DAWSON (p. 256, fig. 58 d).

non 1870. *Estheria dawsoni* JONES (p. 220, Pl. 9, fig. 15).

non 1884. *Estheria dawsoni* JONES (p. 361, Pl. 12, fig. 12).

Type : *Estheria dawsoni* PRUVOST 1919, Pl. XXIV, fig. 28 bis, Cat. Musée Houillier de Lille n° 1902 bis.

Gisement type : Ostricourt, fosse 5, toit de la veine de 0,55 m.

Niveau type : Base du faisceau de Meunière, Assise d'Anzin, Westphalien B.

DIAGNOSE : « Valve de grande taille à crochet très antérieur. Les stries d'accroissement sont rebroussées vers l'arrière à proximité de la charnière de telle sorte que le bord postérieur de la valve acquiert une forme sigmoïde et que la charnière se termine par une sorte d'éperon très court.

La forme générale est un peu allongée, le crochet terminal est très antérieur. Les stries d'accroissement sont lâches, 2 à 3 au mm. Chaque intervalle est bordé sur son bord externe par un petit bourrelet légèrement mamelonné qui domine la très fine strie d'accroissement.

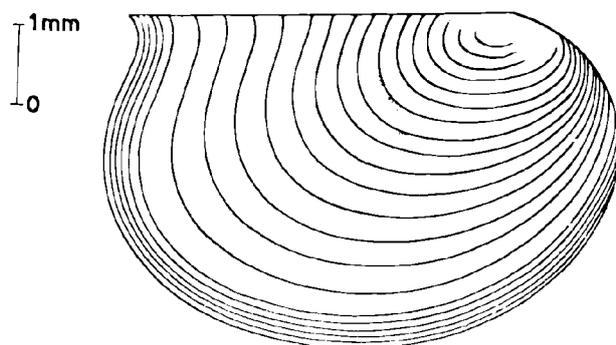


FIG. 7. — *Palaeolimnadiopsis pruvosti*, type taxinomique. Gr. = 12.

La structure fine du test semble formée par un réticulum à larges mailles dépassant 0,05 mm ».

DESCRIPTION : Parmi les échantillons qui nous ont été communiqués, 10 exemplaires se rapportent à cette espèce. Ils sont de grande taille. Les stries d'accroissement sont très nettement rebroussées vers l'arrière au voisinage immédiat de la charnière, mais l'éperon terminal ne dépasse pas la partie la plus saillante du bord postérieur de la valve. Les stries sont lâches : 2 à 4 au mm.

L'ornementation fine est apparente en certains points. Elle est formée d'un réticulum à mailles assez irrégulières de 0,05 à 0,08 mm.

Nous rattachons à cette espèce les valves dites *E. dawsoni* figurées par P. Pruvost en 1919 (Pl. XXIV, fig. 28 et 28 bis) et en 1930 (Pl. X, fig. 8). Le bord postérieur de ces valves est en effet nettement rebroussé vers l'arrière à proximité de la charnière.

MENSURATIONS :

L	4,12 mm	à	9,50 mm,	moyenne	6,67 mm
H	2,56	à	6,50	»	4,18
Cr	0,94	à	1,80	»	1,43
Arr	0,06	à	0,60	»	0,27
Ch	3,00	à	7,10	»	4,96
a	1,06	à	2,50	»	1,73
b	1,10	à	2,80	»	1,81
c	1,94	à	5,00	»	3,38
n	2 au mm	à	4 au mm,	»	3 au mm
H/L	56 %	à	69 %	»	63 %
Cr/L	18	à	25 %	»	22 %
Arr/L	1	à	7 %	»	4 %
Ch/L	73	à	77 %	»	74 %
Ch/H	109	à	129 %	»	119 %
a/H	35	à	45 %	»	41 %
b/H	35	à	47 %	»	43 %
c/L	45	à	59 %	»	51 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Comme l'indique la synonymie, cette espèce a longtemps été confondue avec *Glyptoasmussia dawsoni* ; c'est P.E. Raymond (18, p. 273) qui mit en évidence les différences entre ces deux espèces.

P. Pruvost (15, p. 55-57) considérait que la forme *Palaeolimnadiopsis* à stries rebroussées vers l'arrière correspondait à un stade âgé de l'espèce *dawsoni* : les exemplaires jeunes ayant la forme typique des *Estheries*. Nous avons effectivement, à propos d'une espèce de l'Angola et du Bassin du Congo, pu suivre tous les intermédiaires entre la forme *Estheria* et la forme *Palaeolimnadiopsis lubefuensis* (Trias supérieur - Jurassique anté-oxfordien). L'angle postérieur γ est obtus chez les exemplaires jeunes, puis droit, et devient de plus en plus aigu, formant une sorte d'éperon chez les individus de grande taille. Chez ces grands exemplaires, les stries d'accroissement font, avec la charnière, des angles légèrement obtus près du crochet, puis droit, puis de plus en plus aigu à mesure qu'on se dirige vers l'extrémité postérieure, ce rebroussement ne s'effectuant d'ailleurs qu'à proximité de la charnière. Les rapports H/L et Cr/L caractéristiques de l'espèce et indépendants du stage de croissance, restent constants quelle que soit la taille de la valve.

Or, en ce qui concerne *Palaeolimnadiopsis pruvosti*, le rapport H/L est légèrement inférieur à celui de *Pseudoasmussia dawsoni*, d'où une forme plus allongée. Le crochet est plus antérieur : Cr/L voisin de 20 % contre plus de 30 % chez *Gl. dawsoni*. En outre, l'angle cardinal antérieur est nettement marqué chez *Glyptoasmussia dawsoni* alors que le crochet est à l'extrémité antérieure de la charnière chez *Palaeolimnadiopsis pruvosti*. Enfin, la strie d'accroissement est beaucoup moins nette et le bord externe de l'intervalle n'est jamais renflé en bourrelets chez *Glyptoasmussia dawsoni*. Il s'agit donc bien de deux espèces différentes.

Par contre, P.E. Raymond distingue deux espèces de *Palaeolimnadiopsis* : *P. Jonesi* et *P. pruvosti*, la première originaire d'Ecosse, la seconde du bassin houiller du Nord de la France. La seule différence, d'après P.E. Raymond, résidant dans la densité des stries d'accroissement : plus lâches dans *P. jonesi*, plus serrées dans *P. pruvosti* : 4 au millimètre, dit Pruvost (15, p. 55). Or, si certaines valves montrent 4 stries au mm, d'autres n'en comportent que 2 ou 3 au mm.

Nous pensons donc qu'il s'agit là de variations individuelles d'importance mineure et nous proposons de regrouper sous le vocable *pruvosti* les deux espèces *P. jonesi* RAYMOND et *P. pruvosti* RAYMOND. L'espèce du Nord de la France semblant avoir été plus étudiée que celle d'Ecosse.

D'autre part, écrit P.E. Raymond, il est difficile de distinguer *Pal. pruvosti* de *Anomalonema reumauxi*. Or, si *Pal. pruvosti* présente un bourrelet légèrement tuberculé sur son bord externe, il est très nettement différent de celui de *A. reumauxi* où les tubercules sont disposés en lignes radiaires ; d'autre part, *A. reumauxi* se rencontre uniquement dans l'assise de Bruay, tandis que *P. pruvosti* ne se trouve jamais que dans celles de Vicoigne et d'Anzin, associées aux espèces *Glyptoasmussia dawsoni* et *Pseudoasmussia striata*.

Il semble donc prouvé que *Ps. dawsoni* est différente de *Pal. pruvosti*, elle-même différente de *A. reumauxi*.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE. Cette espèce, d'ailleurs relativement rare, se rencontre depuis la base du faisceau de Modeste, Assise de Vicoigne, Westphalien A (veine n° 5 du siège Bonnel du groupe de Douai, échantillons n°s D 6 et D 7). Elle disparaît dans la partie inférieure du faisceau de Meunière, Assise d'Anzin, Westphalien B. Les gisements les plus élevés proviennent du groupe d'Oignies : fosse 5 d'Ostricourt, toit de la veine de 0,55 m (15, Pl. XXIV, fig. 28 bis).

Elle a été également observée en Belgique, dans la zone de Genck, Westphalien A, au toit de la veine Daubresse du Charbonnage de Bernissart, puits n° 3 (17, Pl. X, fig. 8).

GISEMENTS :

GROUPE DE DOUAI.

Siège Bonnel, bowette Ouest 267, veine n° 14 à 274 m (n°s 931 et D. 7) ; veine n° 5, quartier NE (n° D. 6).

GROUPE DE VALENCIENNES.

Agache - étage 560, n° 2, Faisceau Sud, 2^{me} B.N. en 6^{me} série levant Sud (n° E. 13.1, et sa contre-empainte E. 13.3).

Arenberg - étage 334, 7^{me} série, couchant Sud, distance 1455 m (n° E. 5).

La Grange, bowette Sud 400, distance 518 m (n° E. 42).

Ledoux, sondage n° 34, profondeur 66,50 m (n° 44).

Valenciennes, sondage rue des Aulnes, distance 1299,90 m, mur faille Amaury.

Genre ANOMALONEMA RAYMOND 1946

Diagnose : Palaeolimnadiopseinae présentant, sur le bord des intervalles, des tubercules alignés en files radiaires. Ce genre serait, en quelque sorte, un jalon entre les *Estheriella* et les *Paleolimnadiopsis*.

Génotype : *Estheriella reumauxi* PRUVOST 1911, p. 61, Pl. I, fig. 1a.

Anomalonema reumauxi PRUVOST
(Pl. XIII, fig. 8 et 10 ; fig.-texte 8)

- 1911. *Estheriella reumauxi* PRUVOST (p. 61, Pl. I, fig. 1-3).
- 1919. *Estheriella reumauxi* PRUVOST (p. 63, Pl. XXIV, fig. 34-35, fig.-texte 16).
- 1926. *Estheriella reumauxi* PRUVOST in CHERNYSHEV (p. 72, Pl. 7, fig. 11).
- 1946. *Anomalonema reumauxi* (PRUVOST) in RAYMOND (p. 274, fig. 3).
- 1950. *Pierrepruvostia defretinae* NOVOJILOV (p. 12, fig. 7).
- 1969. *Anomalonema (Anomalonema) reumauxi* PRUVOST in TASCH (p. R. 157).

Type : Musée houiller de Lille, cat. n° 1884.

Gisement type : Bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais, Lens, fosse n° 12, toit de la veine Arago.

Niveau type : Faisceau de Dusouch, assise de Bruay, Westphalien C.

DIAGNOSE : « Valves peu convexes, peu allongées transversalement, subquadrangulaires, à lignes cardinale droite, saillante, égale en longueur aux 4/5 de celle de la valve. Crochet antérieur, bord antérieur arrondi... Le bord postérieur se raccorde à la ligne cardinale par une courbe à concavité postérieure inverse de sa courbure générale. Ornements : cordons concentriques rigoureusement parallèles aux bords, régulièrement espacés, au

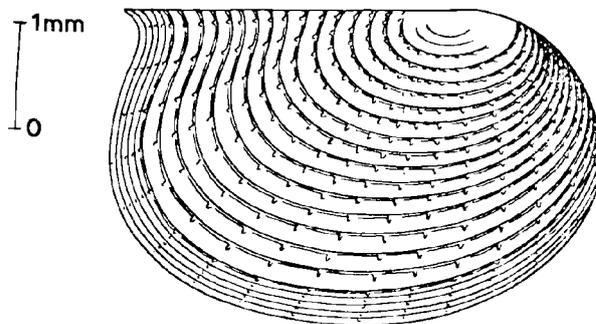


FIG. 8. — *Anomalonema reumauxi*, type taxinomique. Gr. = 14.

nombre total de 20, et de 5 par mm. Ces cordons subissent le même rebroussement vers l'arrière que le bord postérieur, dans la région de la charnière. On observe, à un fort grossissement, un second système d'ornements concentriques, parallèle à ces cordons saillants et situés le plus ordinairement en dessous d'eux, parfois même superposés à eux. Ce sont de très fines stries correspondant par leur taille aux stries d'accroissement des *Estheria*. Elles sont disposées à intervalles égaux à ceux des cordons ; mais, sur des individus adultes, elles deviennent plus fréquentes près du bord et prennent la place des cordons, formant autour de la coquille un limbe finement strié. L'ornementation radiaire est constituée par des petits tubercules arrondis ou ovales, insérés sur les cordons concentriques et disposés en files longitudinales très régulières allant du crochet aux bords, antérieur, ventral et postérieur, de la valve, ce qui donne l'aspect de côtes radiaires croisant les lignes concentriques ; entre les cordons concentriques, le test ne porte point trace d'ornementation radiaire... La structure microscopique du test dans les intervalles de ces ornements est celle d'une membrane finement ponctuée » (15, 1919, p. 63).

DESCRIPTION : Cette espèce n'est pas très fréquente, semble-t-il, dans les gisements houillers. Sa taille maximale est voisine de 7 mm et les plus petits exemplaires sont de l'ordre de 3 mm. Les plus grandes valves présentent une bande marginale à stries serrées et dépourvues d'ornements. Le test n'était pas conservé sur les échantillons examinés.

MENSURATIONS :

L	2,87 mm	à	6,69 mm, moyenne	4,74 mm
H	2,00	à	4,50	» 3,15
Cr	0,62	à	1,69	» 1,15
Arr	0,19	à	0,81	» 0,39
Ch	1,94	à	4,63	» 3,20
a	0,87	à	2,00	» 1,36
b	0,94	à	2,12	» 1,41
c	1,44	à	3,50	» 2,36
n	2 au mm	à	5 au mm,	» 3 au mm
H/L	58 %	à	72 %	» 66 %
Cr/L	22	à	28 %	» 25 %
Arr/L	4	à	16 %	» 7 %
Ch/L	59	à	74 %	» 68 %
Ch/H	86	à	129 %	» 102 %
a/H	33	à	50 %	» 43 %
b/H	38	à	48 %	» 45 %
c/L	44	à	52 %	» 50 %

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce se distingue nettement des autres *Estheries* d'une part, par le rebroussement des stries vers l'arrière, et, d'autre part, en raison de son ornementation de tubercules disposés en lignes radiaires sur le bord ventral des intervalles. En outre, elle se différencie de *Palaeolimnadiopsis pruvosti* par un forme générale plus arrondie et un crochet moins antérieur.

N.I. Novojilov (13, p. 12, fig. 7) dédie au Professeur Pierre Pruvost un nouveau genre : *Pierrepruvostia*, Géotype : *Pierrepruvostia defretinae*, espèce nouvelle dont le type, d'après lui, est la valve droite n° 1886 du Musée Houiller de Lille. Cette valve fut figurée par P. Pruvost (15, Pl. XXIV, fig. 34) sous le nom de *Estheriella reumauxi* PRUVOST, nous la reproduisons Pl. XIII, fig. 10. Or, légèrement détériorée dans la partie postéro-dorsale, cette valve ne montre plus le rebroussement des stries vers l'arrière. Et N.I. Novojilov complète, de façon tout à fait gratuite, la valve figurée par P. Pruvost en dessinant des stries à angles obtus sur la charnière, d'où espèce et genre nouveaux que nous remplaçons dans la synonymie de *Anomalonema reumauxi*.

GISEMENTS :

GRUPE D'AUCHEL-BRUAY.

Bruay - Siège 3, région C R, bowette montante, n° 42, banc à 85 m (= 7^{me} veine), (n° B. 9).

Bruay - Siège 4, 7^{me} veine, échantillon 12 (n° B. 2).

Bruay - siège 6, bowette 552, 7^{me} veine, levant à 591 (n° B. 5).

Bruay - Siège 6, sondage 297, 7^{me} veine (n° B. 6).

GRUPE DE BÉTHUNE.

Nœux - Fosse 7, bowette Sud 625, toit 2 (n° 875).

Sondage de Vermelles à 736,50 (n° 873 et 888).

GRUPE DE LENS-LIÉVIN.

Lens - Fosse 12, toit de la veine Arago (Musée Houiller de Lille, n° 1884), Type.

Liévin - Fosse 1, bowette 167 à 534 m, toit de la veine Arago (Musée Houiller de Lille, n° 1885 et 1886).

GRUPE D'HÉNIN-LIÉTARD.

Courrières - Fosse 5, veine Eugénie NO, 28 i vers Lens (n° 872).

Hénin-Liétard - Fosse 21 Nord, veine Eugénie (n° 874).

GRUPE DE VALENCIENNES.

Crespin, bowette Nord 4 à 754, distance 170 m (n° E. 19-1).

Cuvinot 360, 3^{me} série, 5^{me} veine à 108 m (n° E. 9).

Cuvinot 420, 2^{me} série, C.N. à 83 m (n° E. 41).

Conclusions.

L'étude des Conchostracés du Bassin Houiller stratigraphique de ces fossiles qui se répartissent du Nord et du Pas-de-Calais montre la valeur suivant le schéma ci-dessous.

WESTPHALIEN C	Assise de Bruay	Faisceau d'Edouard	<i>Cycladestheria simoni</i>	<i>Anomalonema renauxi</i>	<i>Pseudestheria hersinensis</i>	<i>Euestheria bourozi</i>
		Faisceau de Dusouch				
		Faisceau d'Ernestine				
		Faisceau de Six-Sillons				
WESTPHALIEN B	Assise d'Anzin	Faisceau de Pouilleuse				
		Faisceau de Meunière	<i>Glyptoasmussia daroni</i>	<i>Pseudoasmussia striata</i>	<i>Palaeolimnatiopsis pruvosti</i>	
WESTPHALIEN A	Assise de Vicoigne	Faisceau de Chandeleur				
		Faisceau de Modeste				
	Faisceau d'Olympe					
NAMURIEN	Assise de Flines	Faisceau de Marie				
	Assise de Bruilles	Faisceau St-Georges				
		Stériles				
DINANTIEN						

Répartition stratigraphique des Conchostracés dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

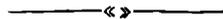
* * *

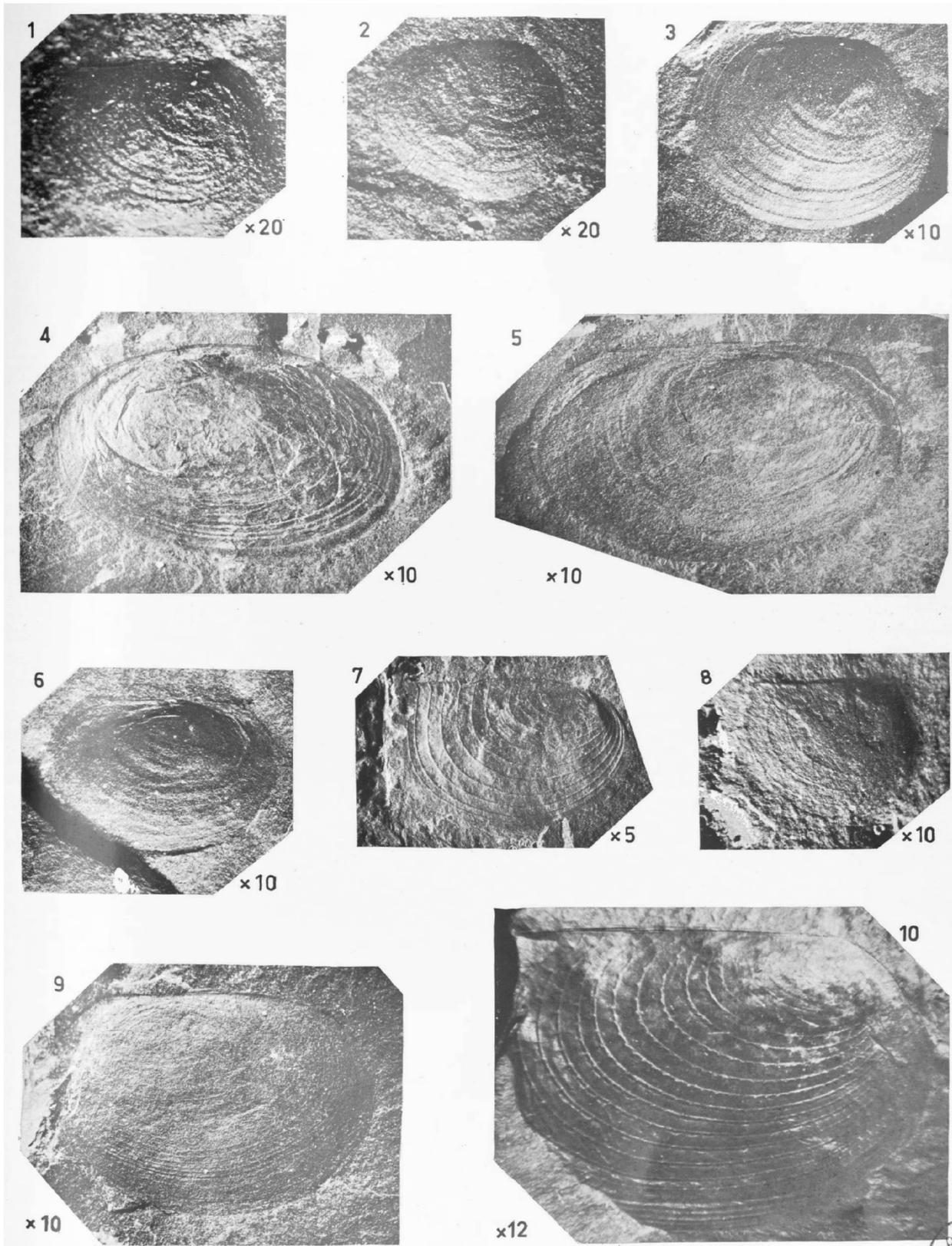
BIBLIOGRAPHIE

- 1) BARROIS Ch. (1910). — Catalogue de la collection de fossiles du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais conservée au Musée Houiller de Lille. Le Bigot frères, Lille.
- 2) CHERNYSHEV B.T. (1926). — Sur *Estheria* et *Estheriella* du Bassin du Donetz. *Ann. Soc. Paléont. de Russie*, vol. 6.
- 2 bis) CHERNYSHEV B.T. (1928). — Nouvelles données sur les Phyllopora et les Xiphosura du Bassin du Donetz. *Bull. Com. Géol.*, t. XLVII, n° 5.
- 3) CHI Y.S. (1931). — On the occurrence of fossil *Estheria* in China, and its geological significance. *Bull. Geol. Soc. of China*, vol. 10.
- 4) DEFRETIN-LEFRANC S. (1953). — Une *Estheria* inédite du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIII.
- 5) DEFRETIN-LEFRANC S. (1964). — Étude et révision de Phylloporés Conchostracés en provenance d'URSS. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXV, p. 15-48.
- 6) DEFRETIN-LEFRANC S. (1967). — Étude sur les Phylloporés du bassin du Congo. *Musée Royal de l'Afrique Centrale*, Tervuren, Belgique. *Ann. Série in 8°*, ser. géol., n° 57.
- 7) DEFRETIN-LEFRANC S. (1969). — Les Conchostracés triasiques du Groenland oriental. *Meddelelser om Grønland*, Vol. 168, n° 2, Part 3.
- 8) DEFRISE-GUSSENHOVEN E. et PASTIELS A. (1957). — Contribution à l'étude biométrique des *Lioestheriidae* du Westphalien supérieur. *Publ. Assoc. Etud. paléont.*, Bruxelles, n° 31.
- 9) FEYS R. (1953). — Présence de *Leaia tricarinata* associée à *Estheria simoni* dans le terrain houiller briançonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIII.
- 10) GOLDFUSS A. (1826). — *Petref. Germaniae*, Pt. 2.
- 11) JONES T.R. (1862). — A Monograph of the fossil *Estheriidae*. *Paleont. Soc.*, London.
- 12) KOBAYASHI T. (1954). — Fossil *Estherians* and allied fossils. *Journ. Fac. Sc. Univ. Tokyo*, Sect. 2, Vol. IX, part. 1.
- 13) NOVOJILOV N.I. (1950). — Recueil d'articles sur les Phylloporés Conchostracés. Nouveaux Conchostracés fossiles. *Ann. S.I.G. du B.R.G.M.*, n° 26.
- 14) PRUVOST P. (1911). — Les Entomostracés bivalves du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XL.
- 15) PRUVOST P. (1919). — Introduction à l'étude du terrain houiller du Nord et du Pas-de-Calais. La faune continentale du terrain houiller du Nord de la France. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- 16) PRUVOST P. (1927). — La faune du terrain houiller de Bruay dans le Bassin de Kaiping (Chine). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LII.
- 17) PRUVOST P. (1930). — La faune continentale du terrain houiller de la Belgique. *Mus. Roy. d'Hist. Nat. de Belgique*, Mém. 44.
- 18) RAYMOND P.E. (1946). — The genera of fossil Conchostraca. An order of bivalved Crustacea. *Bull. Mus. comp. Zool.*, Harvard College, Vol. 96, n° 3.
- 19) TASCH P. (1956). — Three general principles for a system of classification of fossil Conchostracans. *Journ. Pal.*, Vol. 30.
- 20) TASCH P. (1969). — Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 4, Vol. 1, Brachiopoda, pp. R 128-R 191.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIII

- | | |
|--|--|
| FIG. 1. — <i>Pseudestheria hersinensis</i> nov. sp. type.
Valve n° 921. Gr. = 20. | FIG. 6. — <i>Pseudoasmussia striata</i> (MÜNSTER).
Valve n° E. 31-1. Gr. = 10. |
| FIG. 2. — <i>Pseudestheria hersinensis</i> nov. sp.
Valve n° 910. Gr. = 20. | FIG. 7. — <i>Palaeolimnadiopsis pruvosti</i> RAYMOND.
Valve n° D. 6. Gr. = 5, forme jeune. |
| FIG. 3. — <i>Cycladestheria simoni</i> (PRUVOST).
Valve n° D. 25. Gr. = 10. | FIG. 8. — <i>Anomalonema reumauxi</i> (PRUVOST).
Valve n° E. 19-1. Gr. = 10, forme jeune. |
| FIG. 4. — <i>Euestheria bourozi</i> nov. sp. type.
Valve n° 944. Gr. = 10. | FIG. 9. — <i>Pseudoasmussia striata</i> (MÜNSTER).
Valve n° D. 17. Gr. = 10, forme jeune. |
| FIG. 5. — <i>Glyptoasmussia dawsoni</i> (JONES).
Valve n° D. 23a. Gr. = 10. | FIG. 10. — <i>Anomalonema reumauxi</i> (PRUVOST) type.
Musée Houiller de Lille, cat. n° 1884. Gr. = 12. |





Etude pétrographique préliminaire des houilles du bassin du Moatize (Tete, Mozambique)

par M.J. LEMOS de SOUSA (*) et E. MÉRIAUX (**)
(Planches XIV et XV)

Sommaire. — Les formations contenant des veines de houille du bassin du Moatize (Tete, Mozambique) appartiennent à l'étage Ecca moyen ou supérieur du système Karroo de l'Afrique australe. Les caractères pétrographiques d'une de ces couches sont ici définis pour la première fois.

Summary. — The productive formations with coal seams in Moatize basin (Tete, Mozambique) are of mid-late Ecca age (Southern Africa Karroo system). In this paper the petrographic characters of one seam are here defined for the first time.

I. - Introduction.

Le but essentiel de cette note est de présenter les caractères pétrographiques d'échantillons offerts au Musée et au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Porto (***) et provenant d'une veine de houille exploitée dans le bassin de Gondwana du Moatize (Tete, Mozambique). Jusqu'alors, ces charbons n'ont jamais fait l'objet d'étude pétrographique et à l'avenir il sera, bien entendu, nécessaire d'étendre les présentes recherches aux différents sièges en exploitation.

Par ailleurs, F. Real (1966) a attiré l'attention sur d'autres bassins connus depuis longtemps dans les régions voisines. Là aussi, il nous paraît souhaitable de procéder plus tard à des études similaires. En effet, l'examen pétrographique détaillé des combustibles est indispensable à la détermination du type et du rang de ces roches. Ces deux paramètres donnent des renseignements de grande valeur, non seulement pour l'interprétation géologique des bassins, mais encore pour la mise en valeur des combustibles par la recherche de leurs propriétés technologiques (M.Th. Mackowsky, 1964 ; P. Foch et C. Meltzheim, 1967 ; B. Alpern, 1969).

(*) Faculté des Sciences de Porto, Boursier de l'Institut pour la Haute Culture et du Comité permanent INVOTAN, Portugal.

(**) Faculté des Sciences de Lille. Laboratoire de Géologie régionale.

(***) M. le Professeur M. Montenegro de Andrade, Directeur du Musée et du Laboratoire, nous a accordé toutes les facilités et moyens d'effectuer cette étude. Il s'est aussi constamment intéressé à nos travaux. Qu'il veuille trouver ici l'expression de notre profonde gratitude.

Le contexte paléogéographique ne doit pas non plus être négligé, comme en témoignent les différences pétrographiques observées entre les charbons de Gondwana et ceux du continent Nord-Atlantique (B. Alpern, 1969). C'est pourquoi nous ferons précéder l'étude pétrographique d'un résumé sur la géologie du système Karroo dans la région intéressée.

II. - Géologie.

Les formations du système Karroo ont un très grand développement en Afrique australe (fig. 1).

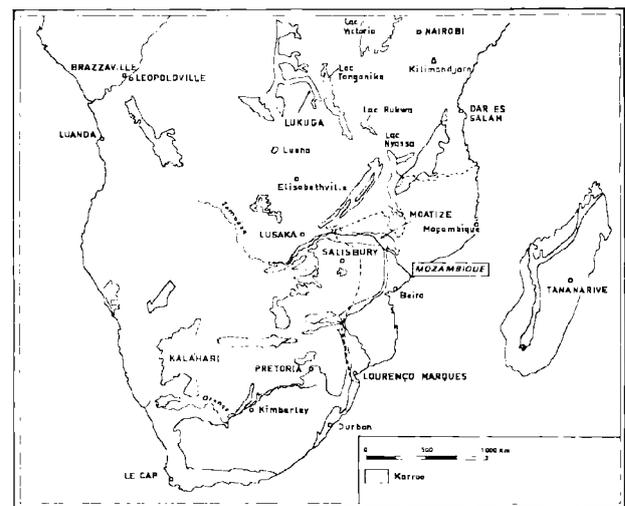


FIG. 1. — Répartition des terrains du Karroo en Afrique australe d'après la « Carte des dépôts houillers en Afrique », R. Feys, 1965.

Elles contiennent dans toute leur épaisseur des dépôts de charbon parfois très importants (R. Feys et J. Fabre, 1966).

Dans cette région, on distingue habituellement (A.L. Du Toit et S.H. Haughton, 1954) les subdivisions suivantes :

4. Etage de Stormberg,
3. » Beaufort,
2. » Ecca,
1. » Dwyka.

Sur le territoire de la province portugaise du Mozambique, le Karroo se répartit du Nord au Sud dans les districts du Niassa, du Tete, du Manica et Sofala, du Gaza et du Lourenço Marques (C.F. Andrade, 1929 ; A. Borges, 1952 ; A.J. Freitas, 1957 et 1959 ; A.F. Nunes, 1966). Ces terrains éruptifs et sédimentaires contiennent, selon les recherches les plus récentes, des niveaux appartenant à tous les étages du système. Les formations du bassin du Zambèze (fig. 2), renfermant une série productive, sont sans doute les plus importantes du Karroo du Mozambique. De nombreuses recherches ont trait à la définition de leurs caractères géologiques et paléontologiques. A l'issue de récents travaux de terrains de la " Missão de Fomento e Povoamento do Zambeze ", dont F. Real (1966) a fait la synthèse, il apparaît que seule une étude d'ensemble des formations du bassin permettra de comprendre sa stratigraphie et ses possibilités économiques.

On observe successivement :

a) KARROO INFÉRIEUR (Ktp et Ki).

Le contact du Karroo inférieur avec les formations éruptives et métamorphiques antérieures (V, F, M et 1) se fait normalement ou par failles.

Les dépôts commencent par une *série tillitique* de 130 m d'épaisseur maximale. Ce conglomérat d'origine glaciaire est constitué d'éléments de taille et de formes variées, dont la filiation avec le socle est évidente. Au sommet, la série passe parfois à des dépôts fluvioglaciaux et gréseux, ce qui indique l'ébauche d'un adoucissement des conditions climatiques. F. Real (1966) compare cette formation aux tillites d'âge dwyka d'Afrique du Sud.

A la série tillitique fait suite la *série productive* qui contient des schistes, des schistes charbonneux, des argilites noires, des grès charbonneux, quartzueux et feldspathiques et des veines de houille.

Cette série suit approximativement la vallée du Zambèze et s'étend de Zumbo à l'Ouest, jusqu'à la frontière avec le Malawi à l'Est. C'est dans les régions de Chicoa-Carinde et de Tete-Moatize qu'elle est la mieux connue. Dans la première, elle atteint 200 m d'épaisseur et contient 5 à 6 niveaux renfermant du charbon, dans la seconde, où sa puissance maximale est de 340 m, elle présente 6 niveaux à charbon. Parfois, à l'affleurement, la série productive est en contact direct par faille avec le socle. Citons par exemple le cas du bassin du Moatize où l'effondrement de la série entière (tillite comprise) a permis sa conservation. De plus, dans cette région, la série productive et celle qui la surmonte sont disposées en synclinal orienté NW-SE à flancs peu inclinés. Cet ensemble sédimentaire est affecté de nombreuses failles. Des éruptions fissurales de dolérite se sont manifestées suivant certains de ces accidents.

Les fossiles de la série productive ont été particulièrement bien étudiés dans la région de Tete-Moatize, ce qui a permis de préciser l'âge de cette formation. De nombreuses publications décrivent ou énumèrent la faune et la flore en soulignant les problèmes qu'elles soulèvent : R. Zeiller, 1883 ; W. Gothan, 1912 et 1914 ; R. Anthoine et J. Dubois, 1922 ; F. Dixey, 1929 ; A.L. Du Toit, 1939 ; C. Teixeira, 1943 a et b, 1946, 1947, 1948 a et b, 1950-51 et 1952 ; O.A. Hoeg et M.N. Bose, 1960 ; F. Real, 1966. En se basant sur la flore fossile, C. Teixeira (1946 et 1947) a établi la corrélation entre la série productive, plus particulièrement « les schistes argilo-ferrugineux à tonalités rougeâtres du grand affleurement du S du Zambèze, en amont de Tete », et les « Upper Wankie Sandstones » de la Rhodésie dont la flore avait été étudiée par J. Walton (1929). Des travaux récents relatifs aux flores fossiles de la Rhodésie et du Malawi (W.S. Lacey, 1961 a et b ; W.S. Lacey et D. Huarde-Moine, 1964) ont confirmé les corrélations établies par C. Teixeira en 1946 et 1947 (*). De ce fait, il est raisonnable d'attribuer un âge ecca moyen et supérieur à la série productive.

(*) Notons que W.S. Lacey (1961a) et W.S. Lacey et D. Huarde-Moine (1964) ont établi le parallélisme entre les niveaux de Wankie et ce qu'ils nomment « grès de Tete ». Cette corrélation n'est pas en accord avec la définition que R. Anthoine et J. Dubois (1922) et A. Borges (1952) avaient attribuée aux « grès de Tete ». Cette interprétation provient vraisemblablement du fait que dans le résumé en anglais du travail de C. Teixeira (1947), les « schistes argilo-ferrugineux à tonalités rougeâtres » sont désignés par « brown ferruginous sandstones ».

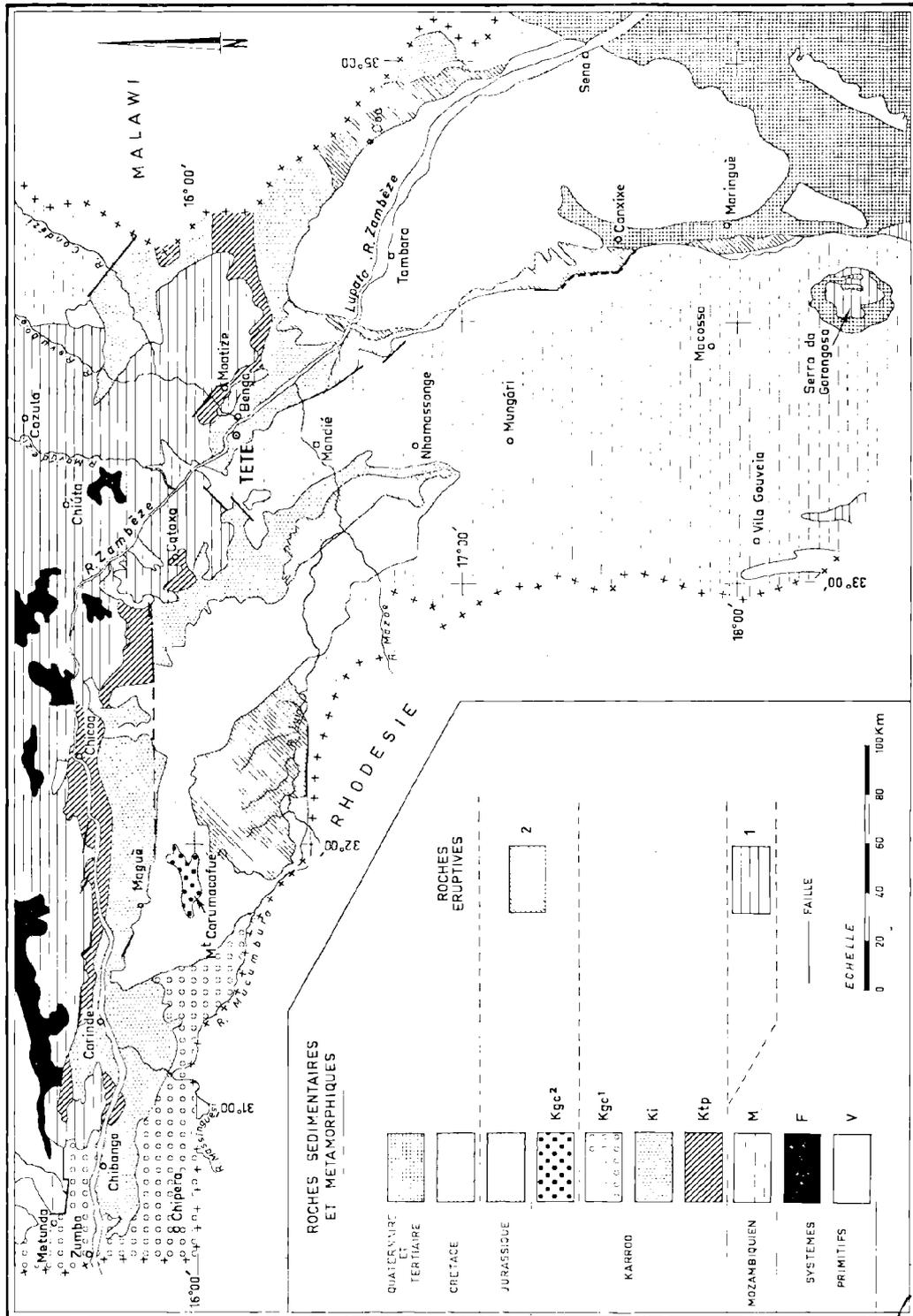


Fig. 2. — Esquisse géologique du bassin du Zambéze (Mozambique) d'après F. Real (1966).

V. Système du Vuzi.

F. Système de Fingoé.

M. Système Mozambiquien.

Ktp. Série tillitique et série productive.

Ki. Karroo inférieur différencié - série supérieure dominante.

Kgc¹. Grès de Cádzi.

Kgc². Grès de Carumacafué.

1. Roches éruptives ante-Karroo.

2. Basaltes du Karroo supérieur et roches éruptives dominantes.

A la série productive fait suite la *série supérieure ou de Matinde* (*) formée d'argiles, de marnes et de grès. Cette formation est bien représentée dans les régions du Chicoa-Carinde et du Moatize. Toutefois, ailleurs, d'après ce que nous connaissons actuellement, il semble parfois difficile de repérer parfaitement cette série. C'est sans doute pour cette raison que F. Real (1966) a dû désigner de grandes étendues sous l'appellation « Karroo inférieur indifférencié - série supérieure dominante ». Enfin, notons que « la série supérieure ou de Matinde » correspond en partie aux « Schistes et grès inférieurs » de la région Chicoa-Zumbo au S du Zambèze (A. Borges, 1952) et en partie aux « Grès de Tete » de la région de Tete-Moatize (R. Anthoine et J. Dubois, 1922 et A. Borges, 1952). Une remarque doit être faite à propos des bois fossiles trouvés dans les couches marneuses de la série supérieure. Le principal gisement est situé sur la rive droite du Zambèze entre Carinde et Maguè. Une récente étude (G.H. Silva, L.S. Barreto et L.H.B. Carvalho, 1967) a permis, pour la première fois dans la région, de déterminer *Dadoxylon nicoli* SEWARD. Cette espèce a été rencontrée en Afrique du Sud et en Zambie dans des terrains d'âge ecca-beaufort inférieur, au Malawi, dans des formations d'âge ecca supérieur et aussi, probablement, aux îles Falkland à l'Ecca supérieur, Beaufort inférieur. Cela concorde avec l'âge ecca supérieur-beaufort inférieur qu'il est logique d'attribuer à la série supérieure ou de Matinde.

Le passage de la série tillitique aux séries productive et supérieure correspond sans doute à un adoucissement du climat. A ce sujet, il est bon de noter que les terrains du Karroo du bassin du Zambèze recèlent un « mélange » de flores dont la coexistence fut longtemps considérée comme tout à fait inconcevable. Des observations du même ordre effectuées plus tard dans d'autres bassins ont conduit à penser que la flore de Gondwana n'est pas liée à un climat glaciaire, mais plutôt à des périodes interglaciaires. De cette façon, on comprend mieux que les végétaux se soient suffisamment développés pour être à l'origine des veines de houilles (C. Teixeira, 1950-51, 1952 et 1954 ; W.J. Jongmans *in* C. Teixeira, 1952).

(*) L'appellation « série supérieure ou de Matinde » telle qu'elle est décrite par F. Real (1966) ne doit pas être confondue avec les « Matinde grits » (R. Anthoine et J. Dubois, 1922), formation essentiellement gréseuse, d'épaisseur variable qui, elle, s'intercale parfois dans la série productive.

b) KARROO SUPÉRIEUR (Kgc1 et Kgc2).

On considère que cette série commence aux *grès de Cádzi* bien développés de la région N de Zumbo au fleuve Mucumbura. Ces dépôts, parfois discordants sur la série productive, sont constitués de grès friables quelquefois micacés et à teintes variées. Ils correspondraient à l'étage de Beaufort.

Aux grès de Cádzi semblent parfois se superposer les *grès de Carumacafué*, limités à la région située entre Maguè et le fleuve Mucumbura. Ce sont des grès plus ou moins silicifiés ou calcaires, présentant de curieuses formes d'érosion. On admet qu'ils correspondent à la partie supérieure de l'étage de Beaufort ou à la partie inférieure de l'étage de Stormberg.

Le Karroo se termine par une période d'intense activité volcanique marquée principalement par des basaltes (2, *pro-parte*). Ces roches se sont, semble-t-il, mises en place à la faveur de fractures apparues au Karroo supérieur. Dans la Lupata, les basaltes reposent sur le Karroo et ont 300 m d'épaisseur maximale. Les formations de la Lupata se prolongent au Sud jusqu'à la Serra de la Gorongosa, à l'Est jusqu'à Doa et à l'Ouest jusqu'au bassin du Luia.

L'ensemble des roches sédimentaires et des basaltes du Karroo est recoupé par un réseau de filons doléritiques à caractères pétrographiques constants. Au Moatize, ces dolérites provoquent des phénomènes d'altération dans le charbon, conduisant parfois à la formation de coke naturel, ce qui est d'ailleurs connu dans d'autres bassins du même âge (A.K. Chakrabarti, 1969 ; J. Fabre et R. Feys, 1963 ; B. Mukherjee, 1965 ; H.S. Pareek, 1966e).

On voit que de nombreuses études ont été réalisées sur les formations géologiques encadrant les combustibles objet de notre étude pétrographique. En outre, des travaux de synthèse sur le domaine gondwanéen ont été effectués récemment par D.C. Bharadwaj (1969) et H.J. Rakotoarivelo (1970).

Toutefois, afin de réviser et de compléter les connaissances acquises, il serait souhaitable d'entreprendre de nouveaux travaux géologiques et miniers. Ceux-ci permettraient, en outre, de préciser et d'étendre les corrélations aux autres formations analogues, non seulement d'Afrique australe, mais encore d'Amérique du Sud, d'Océanie, de l'Inde et de l'Antarctique, qui ont, elles, fait l'objet de

nombreuses études. Compte tenu de l'importance de ces formations, plusieurs réunions internationales leur ont même été consacrées (*).

III. - Pétrographie.

Les caractères pétrographiques, physiques et chimiques des combustibles de Gondwana ont déjà fait l'objet de nombreuses études. D'une manière générale, il est apparu que les houilles de Gondwana sont différentes de celles des bassins du continent nord-atlantique. Toutefois, afin de tenter d'établir des comparaisons, il est nécessaire de faire un bref rappel historique des travaux les plus récents.

En *Australie*, citons ceux de G.H. Taylor et S.St.J. Warne (1960), M.C. Clark et D.J. Swaine (1962), H.R. Brown et D.J. Swaine (1964), H.R. Brown, G.H. Taylor et A.C. Cook (1964), D.J. Swaine (1967), M. Smyth (1968) et de A.J.R. Bennet et G.H. Taylor (1970).

C'est à H.S. Pareek (1958, 1966a et b, 1969a) que nous devons plusieurs recherches sur les combustibles de *l'Inde*. Par ailleurs, la conductibilité électrique des houilles (B. Mukherjee, 1962), l'analyse thermique différentielle (B. Mukherjee et P. Bose, 1967), les problèmes de genèse et de corrélation des couches (T.N. Basu, 1967) et les pouvoirs cokéfiantes des charbons indiens (H.S. Pareek, 1969b, T.K. Ghosh, 1969) ont également retenu l'attention des chercheurs ; S. Sen, B. Mukherjee et S. Bagechi (1969) ont synthétisé les résultats de leurs études pétrographiques des charbons de la péninsule indienne. Enfin, M.K. Rishi (1970) a procédé à des mesures de pouvoir réflecteur sur des sclérotés.

En *Amérique du Sud*, c'est grâce aux travaux de B. Alpern et J. Nahuys (1964), J. Nahuys (1967) et J. Nahuys, B. Alpern et J.P. Ybert (1968) que nous devons de connaître les caractères pétrographiques et palynologiques des charbons des principaux bassins du Brésil.

(*) Il s'agit des réunions suivantes :

- a) Symposium sur les séries de Gondwana. *Congr. géol. intern.* (19^e Alger, 1952),
- b) Comision para la correlacion del sistema Karroo (Gondwana). *Congr. géol. intern.* (20^e, Mexico, 1956),
- c) Symposium on Floristics and Stratigraphy of Gondwanaland (1^{er}, Lucknow, 1964). Lucknow Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, 1966,
- d) Gondwana Stratigraphy. *IUGS Sympos.* (1^{er}, Buenos Aires, 1967). Paris UNESCO, 1969 (Col. Earth Sciences, Nr 2).

A. Duparque (1935a et b) a publié une importante étude pétrographique qualitative de *houilles africaines* (Bassins de la Lukuga et de la Luéna, Congo). Nous possédons aussi, grâce aux recherches de R. Noël (1958), des documents sur les combustibles du Congo.

H.R. Brown et G.H. Taylor (1961) et N. Shapiro et R.J. Gray (1966) ont étudié des charbons de *l'Antarctique*.

Signalons enfin que des comparaisons ont été faites entre les combustibles des bassins houillers de Gondwana et ceux des bassins nord-européens (C.P. Snyman, 1961 ; H. Hoffmann et K. Hoehne, 1956, 1960 a, b, c, d et e ; M.Th. Mackowsky in D.G. Murchison et T.S. Westoll, 1968 et B. Alpern, 1969).

En ce qui concerne plus particulièrement les *gisements du Mozambique*, aucun combustible n'a fait l'objet de recherche pétrographique. P. Guyot (1882), puis R. Anthoine et J. Dubois (1922) ont publié des résultats d'études chimiques. Dans le cadre d'une étude générale des propriétés chimiques des charbons portugais (Carvões portugueses, 1941), d'autres résultats, telles que des analyses immédiates et élémentaires, analyses de cendres et pouvoir calorifique ont été présentés. Par ailleurs, F. Real (1966) a précisé les caractères chimiques et technologiques des combustibles de la quasi-totalité des bassins du Zambèze.

Tous ces résultats, obtenus grâce à des techniques différentes, supportent mal les comparaisons. Par ailleurs, dans beaucoup de cas, les recherches ont été effectuées sur des échantillons prélevés en affleurement. C'est précisément là que les phénomènes d'oxydation naturelle jouent, entraînant ainsi des modifications du rang (B. Alpern et F. Maume, 1969). Dans ces conditions, une grande partie des résultats proposés ne rend pas compte de l'ensemble des propriétés chimiques et technologiques réelles de ces combustibles.

Enfin, du point de vue géochimique, A.H. de Carvalho (1964) a évalué les teneurs en uranium des cendres des charbons du Mozambique.

Nous avons effectué sur les combustibles du Moatize une étude pétrographique préliminaire selon des méthodes modernes.

1) CARACTÈRES CHIMIQUES.

Les analyses chimiques sur charbon global ont été réalisées dans les laboratoires du Centre d'Étu-

des et Recherches des Charbonnages de France, à Verneuil-en-Halatte (*). Les résultats obtenus sont les suivants :

Eau	1,1 %	
Echantillon mis en équilibre hygrométrique avec l'air ambiant,		
Matières volatiles ..	17,8 %	} sur sec,
Cendres	18,1 %	
Carbone	70,9 %	
Hydrogène	3,8 %	
Soufre	0,7 %	
CO ₂ (Carbonates) ..	0,7 %	
Matières volatiles corrigées sur pur, sur sec :		
	21,3 %	

En raison du pourcentage élevé de cendres, les teneurs en matières volatiles obtenues doivent être considérées avec une certaine réserve.

Par ailleurs, le pouvoir calorifique supérieur est de 6 880 cal/g.

L'indice de gonflement, déterminé au Laboratoire de Contrôle (*) du groupe d'Hénin-Iciétard (H.B.N.P.C.) est de 3 1/2.

D'après la classification AFNOR (NF, M 10-001, 1950), les combustibles du Moatize appartiendraient à la catégorie des *charbons gras à courte flamme*. Ils correspondent à la classe 4 et au groupe 2 de la classification internationale de la commission économique pour l'Europe (C.E.E., 1956).

2) CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES.

Des analyses qualitatives des différents macéraux constitutifs des combustibles solides du Moatize ont d'abord été réalisées. Nous avons figuré sur les Planches XIV et XV les aspects caractéristiques des composants rencontrés.

Vitrinite (V).

La figure 4 de la Planche XV montre des lits d'une substance apparemment homogène ou collinite (Co). Ces lentilles sont affectées de fentes de retrait s'arrêtant au contact du lit de semifusinite contenant des corpuscules ovales à fort relief. La figure 3 de la Planche XIV montre tous les termes de passage de la semifusinite typique (Sf) à la collinite (Co). Au sommet de la figure, la semifusinite se présente sous son faciès caractéristique. La structure cellulaire est encore nette et les cel-

lules sont aplaties mais généralement entières. La structure étoilée est rare. A la base de la figure, le constituant apparaît en lumière naturelle sans structure botanique visible. Les lumens des cellules sont totalement disparus et la teinte est plus sombre. Cette transformation Sf-Co est due, semble-t-il, à la macération lors des phénomènes de la carbonification biochimique.

Exinite (E).

Aucun macéral du groupe de l'exinite n'a été observé dans les charbons du Moatize. Ce fait est d'autant plus curieux qu'A. Duparque (1935a et b) a décrit et figuré dans les houilles des bassins de la Luéna et de la Lukuga, au Katanga, de nombreux débris végétaux du groupe de l'exinite. Il a montré que parmi eux, les exines cutinisées, les cuticules et les corps résineux constituaient les restes fossiles les plus abondants. Ce fait n'est pas exceptionnel puisque récemment, de très importantes études palynologiques ont pu être menées à bien par J. Nabuys, B. Alpern et J.P. Ybert (1968), D.C. Bharadwaj (1969) et H.J. Rakotoarivelo (1970). En ce qui concerne les combustibles du Moatize, il est vraisemblable que d'autres prélèvements contiendront de l'exinite. Des recherches ultérieures sont donc nécessaires.

Inertinite (I).

Tous les constituants élémentaires du groupe de l'inertinite sont représentés dans les houilles du Moatize. Signalons toutefois que la mierinite fine est rare. Par contre, les tissus ligneux sont très abondants. Nous avons pu observer la fusinite (Pl. XIV, fig. 1), la semifusinite (Pl. XIV, fig. 2, 3 et 4 ; Pl. XV, fig. 1) et différents aspects de la sclérotinite (Pl. XIV, fig. 5 et 6 ; Pl. XV, fig. 2, 3 et 4). Nous avons aussi figuré la mierinite massive résultant de la désagrégation de la fusinite (Pl. XIV, fig. 1) aussi bien que des granules de ce constituant isolés dans la collinite (Pl. XV, fig. 3).

Les analyses macérales quantitatives ont été réalisées selon la méthode du comptage par points, définie dans le lexique international de pétrographie des charbons (C.I.P.C., 1963) et dont l'un de nous a précisé les principes (E. Mériaux, 1966 et 1969). Après le comptage de plus de 4 000 points, la composition en groupes de macéraux (Vitrinite, Exinite et Inertinite) est la suivante :

V =	72 %
E =	0 %
I =	28 %

(*) Que MM. B. Alpern et P. Dollé veuillent bien trouver ici l'expression de notre profonde gratitude.

Ces résultats, reportés sur un diagramme triangulaire VEI (fig. 3), montrent que les combustibles étudiés s'inscrivent parfaitement dans le domaine particulier des charbons de Gondwana défini par C.P. Snyman (1961). En raison de l'absence d'exinite, ces houilles s'apparenteraient à certains horizons du bassin de Klip River, situé en Afrique du Sud (C.P. Snyman, *op. cité*). Elles se trouvent par ailleurs, à la limite du domaine des *houilles carbonifères* qui sont, à cet endroit du diagramme, peu nombreuses à présenter des compositions de ce type.

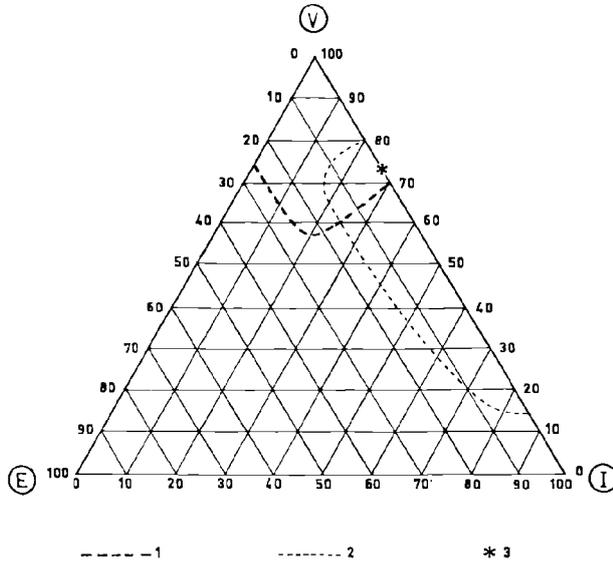


FIG. 3. — Composition en groupes de macéraux des combustibles du domaine nord-atlantique (1), du domaine gondwanéen (2) et du Moatize (3).

La composition macérale est représentée sur l'histogramme de la figure 4. Les pourcentages de macéraux et de matière minérale trouvés dans les charbons du Moatize sont les suivants :

Collinite	65,1 %
Micrinite fine	0,4 %
Micrinite massive	5,0 %
Semifusinite	17,0 %
Fusinite	2,8 %
Matière minérale	9,7 %

Hormis l'absence d'exinite, que nous avons signalée précédemment, ce qui frappe dans la composition macérale de ces charbons, c'est l'uniformité des débris fossilisés. En effet, les corps figurés sont presque essentiellement représentés par des tissus ligneux ou par leurs produits de désagrégation. Bien entendu, le macéral le plus abondant

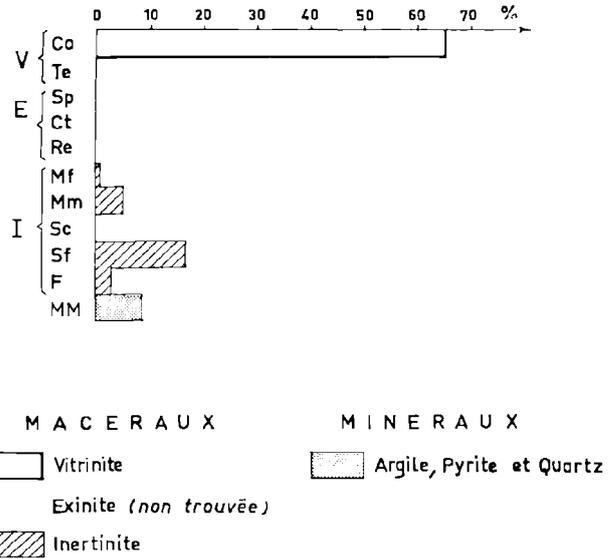


FIG. 4. — Compositions macérale et minérale des combustibles du Moatize.

reste la collinite qui, dans ces combustibles, s'observe très souvent en continuité avec les tissus ligneux. Il apparaît vraisemblable que cette collinite est une cryptotélinite comme cela a été démontré, grâce à l'oxydation dans un four à plasma, pour la plupart des collinites des houilles (Ch. Delattre, P. Dollé, E. Mériaux et E. Quinot, 1970).

Les matières minérales sont représentées ici par de fines particules argileuses stratifiées, des granules de pyrite et des grains de quartz.

A ce propos, signalons l'intérêt géologique et technologique de l'étude qualitative et quantitative de la matière minérale des houilles. Ainsi, dans les charbons des bassins de la Luéna et de la Lukuga qui présentent des proportions de cendres importantes, R. Noël (1958) a montré les avantages de telles analyses pour déterminer le degré de lavabilité des charbons de ce type. De telles études ont encore permis de mettre en valeur des combustibles indiens (B. Mukherjee et A. Bhattacharyya, 1961).

3) CARACTÈRES PHYSIQUES.

La microdureté Vickers (HV).

Nous avons, aussi, effectué des essais de microdureté sur les combustibles du Moatize. Les mesures ont été réalisées grâce à un appareillage et une méthode décrits par Ch. Delattre et E. Mériaux (1964). La microdureté Vickers est celle des lits

apparemment amorphes. Même avec les charges les plus faibles, soit 15 g pour le duromètre utilisé, les angles des empreintes obtenues se prolongent le plus souvent par des fentes (Pl. XV, fig. 5 et 7). Pourtant, la chute du diamant pyramidal est très amortie puisque le pénétrateur parcourt 400 microns en près de 20 secondes. Malgré cela, il arrive aussi d'observer de multiples fissures obliques et indépendantes de la forme générale de l'empreinte (Pl. XV, fig. 6). Enfin, certaines plages apparemment amorphes sont si cassantes que les empreintes montrent alors de fins éclats à cassure parfois conchoïdales. Ces fissures, fentes et éclats rappellent certains aspects d'empreintes apparaissant lors d'essais de microdureté effectués sur du verre.

On ne peut, bien entendu, tenir compte de telles empreintes pour apprécier la valeur de la microdureté du combustible.

Les résultats obtenus oscillent autour d'une valeur moyenne égale à 30,5 kg/mm². Compte tenu des teneurs en matières volatiles de ces charbons, il apparaît que cette valeur ne s'inscrit pas exactement (fig. 5) sur la courbe classique (Ch. Delattre et E. Mériaux, 1964), HV = f (MV) établie à partir de l'étude de combustibles d'un bassin européen (Nord - Pas-de-Calais). Toutefois, rappelons que lors de l'établissement de cette courbe, il a été

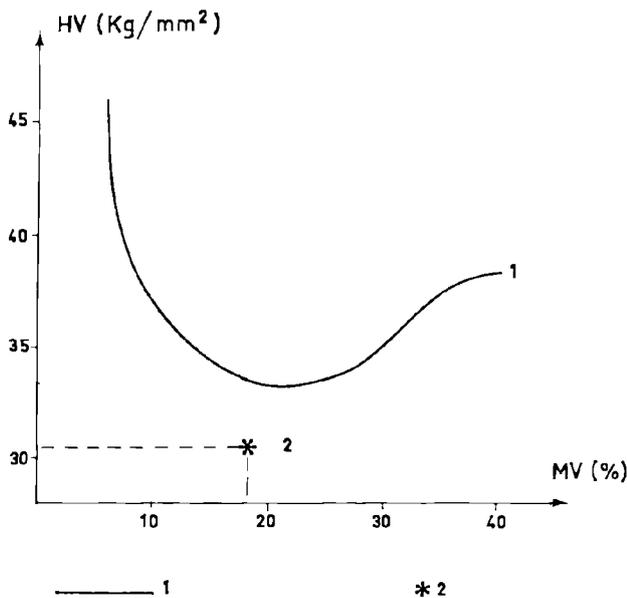


FIG. 5. — Microdureté Vickers (HV) en fonction des teneurs en matières volatiles (MV) de combustibles du Nord et du Pas-de-Calais (1) et du Moatize (2).

mis en évidence que la microdureté d'un échantillon peut varier entre des limites parfois très éloignées l'une de l'autre et de l'ordre de 2 à 3 kg/mm². Dans ces conditions, on peut penser que les charbons du Moatize ont une microdureté presque semblable à celle des combustibles européens de même rang.

Récemment, A. Bhattacharyya (1968) a suivi les variations de la microdureté de charbons indiens et N. Shapiro et R.J. Gray (1966), celles de combustibles de l'Antarctique. D'une manière générale, à degré d'évolution du même ordre, les valeurs trouvées sont inférieures à celles des houilles du Moatize.

Le pouvoir réflecteur (PR).

L'étude du pouvoir réflecteur a été réalisée sur des sections polies de blocs taillés perpendiculairement à la stratification. Les mesures ont été effectuées sur l'appareil figuré par E. Mériaux en 1969. Les conditions expérimentales furent les suivantes :

- lumière monochromatique polarisée verte ($\lambda = 525 \text{ nm}$),
- huile Leitz d'indice $n_D^{25} = 1,515$, soit $n = 1,773$ pour $\lambda = 525 \text{ nm}$,
- étalon : Leucosaphir synthétique de PR = 0,595 % pour $\lambda = 525 \text{ nm}$,
- enregistrement potentiométrique automatique sur « Servogor ».

Les résultats obtenus sont les suivants :

- PR maximal (PRM) = 1,67 %, $\sigma \text{ PRM} = 0,05$
- PR minimal (PRm) = 1,35 %, $\sigma \text{ PRm} = 0,04$
- PR moyen = 1,51 %
- Anisotropie de réflexion = 0,32.

Les réflectogrammes correspondant à ces différentes mesures sont représentés sur la figure 6. Les

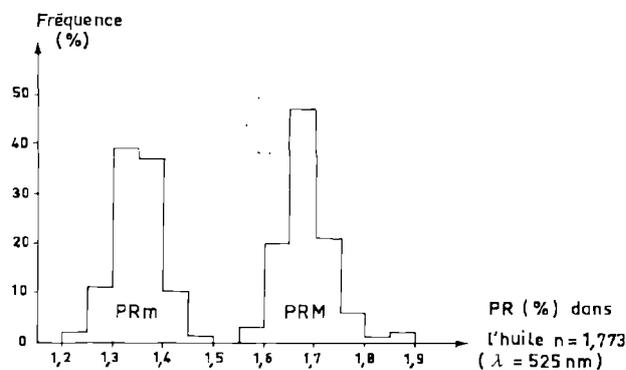


FIG. 6. — Réflectogrammes des PRM et PRm des houilles du Moatize.

valeurs paraissent régulièrement distribuées et on peut constater qu'il n'y a pas de superposition entre les valeurs les plus grandes du PRm et les plus petites du PRM. Les pouvoirs réflecteurs sont quasiment répartis sur un ellipsoïde (fig. 7) dont le grand axe est disposé, pour les échantillons étudiés, à 45° par rapport à la trace du plan de stratification dans le plan de section étudié. Cette disposition nous paraît logique en raison de l'orientation du polariseur sur le microscope (45°).

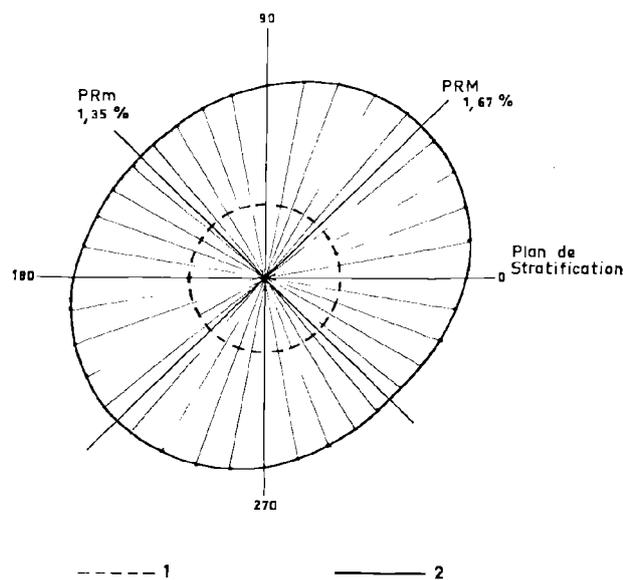


FIG. 7. — Pouvoir réflecteur de l'étalon (1) et de la collinite des houilles de Moatize (2) en fonction de l'orientation sous le microscope.

On attribue généralement l'anisotropie de réflexion des charbons à la pression. T.K. Ghosh (1970) a montré, grâce à des mesures de PRM et PRm, que pour les houilles himalayennes, la température et la pression avaient agi simultanément durant le métamorphisme. Bien que parfois, des mesures de pouvoir réflecteur aient permis de mettre en évidence des anomalies (peut-être apparentes) de l'évolution des houilles avec la profondeur dans le gisement (B. Mukherjee, 1967), le plus souvent la règle de Hilt est respectée (S.S. Gupta et S. Gupta, 1968) dans le domaine gondwanéen comme sur le continent nord-atlantique (B. Alpern, 1969).

Par ailleurs, des études récentes ont permis de comparer les transformations subies par les roches phylliteuses lors du métamorphisme d'enfouissement et l'évolution du rang des charbons (H.J. Kisch, 1966, 1968 et 1969). Cependant parfois, les transformations des combustibles peuvent avoir d'autres causes. Par exemple, H.R. Brown et G.H. Taylor (1961) ont suggéré que la cokéfaction naturelle de certaines houilles de l'Antarctique pouvait résulter simplement d'une augmentation de température à basse pression.

En définitive, il apparaît que, compte tenu de leur composition en groupes de macéraux (V, E, I), de leur teneur en matières volatiles (MV) et de leur pouvoir réflecteur moyen, les charbons du Moatize s'inscrivent approximativement au sommet du schéma proposé par B. Alpern (1969) pour les combustibles de Gondwana.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) ALPERN B. et NAHUY S. (1964). — Etude pétrographique et chimique des charbons du Brésil. *5^{me} Congr. intern. Stratigr. Géol. Carbonif.*, t. 3, p. 887-907, 2 pl., 12 fig., 9 tabl.
- 2) ALPERN B. (1969). — Le pouvoir réflecteur des charbons français. Applications et répercussions sur la théorie de A. Duparque. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 143-166, 4 pl., 16 fig., 4 tabl.
- 3) ALPERN B. et MAUME F. (1969). — Etude pétrographique de l'oxydation naturelle et artificielle des houilles. *Rev. Ind. Minér.*, vol. 51, N° 11, p. 979-998.
- 4) ANDRADE C.F. DE (1929). — Esboço geológico da provincia de Moçambique. *Ministério das Colónias*.
- 5) ANTHOINE R. et DUBOIS J. (1922). — Les grandes lignes de la géologie du bassin du Zambèze dans l'Est africain portugais. *13^{me} Congr. géol. Intern.*, fasc. 2, p. 751-769.
- 6) BASU T.N. (1967). — Petrographic characteristics and their bearing on the origin and correlation of Indian Coals. *J. Mines Metals & Fuels*, p. 177-186, et p. 196.
- 7) BEBIANO J.B. (1936). — Notícia preliminar sobre o reconhecimento geológico da região do Zumbo-Distrito de Tete, Moçambique. *Bol. Mus. Labor. miner. geol.*, Fac. Cienc. Univ. Lisboa, 1° sér., 3, p. 199-219, 1934 ; 2° sér., 5, p. 85-94.
- 8) BENNET A.J.R. et TAYLOR G.H. (1970). — A petrographic basis for classifying Australian coals. *Proc. Austr. Inst. Min. Met.*, Nr 233, p. 1-15.
- 9) BHARADWAJ D.C. (1969). — Lower Gondwana formations. *6^{me} Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonif.*, vol. 1, p. 255-274.
- 10) BHATTACHARYYA A. (1968). — Micro-Hardness characteristics of coals from East-Bokaro Coalfield, Bihar. *Sci. Cult.*, vol. 34, Nr 5, p. 221-222.

- 11) BORGES A. (1946). — Os depósitos do Karroo no distrito de Tete. *Bol. Serv. Ind. Geol.* (Lourenço Marques). *Serv. Geol. Min. Mem. Commun.*, 8, 3-66.
- 12) BORGES A. (1952). — Le système du Karroo au Mozambique (Afrique orientale portugaise). *19^{me} Congr. Géol. Intern.* Sympos. sur les séries de Gondwana, p. 232-250.
- 13) BROWN H.R. et TAYLOR G.H. (1961). — Some remarkable Antarctic coals. *Fuel*, 40, p. 211-224.
- 14) BROWN H.R. et SWAINE D.J. (1964). — Inorganic constituents of Australian coals. *J. Inst. Fuel*, vol. 37, p. 422-440.
- 15) BROWN H.R., TAYLOR G.H. et COOK A.C. (1964). — Prediction of coke strength from the rank and petrographic composition of Australian coals. *Fuel*, 43, p. 43-54.
- 16) CARVALHO A.H. DE (1964). — O urânio em carvões de Moçambique. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, cl. Ciênc. vol. 8, p. 319-323.
- 17) Carvões portugueses (1941). — Instituto Português de Combustíveis.
- 18) C.E.E. (1956). — Classification internationale des houilles par type. Nations Unies.
- 19) CHAKRABARTI A.K. (1969). — On the effects of igneous intrusions on a few coal seams of the Jharia coalfield, Bihar, India. *Econ. Geol.*, 64, (3), p. 319-324.
- 20) C.I.P.C. (1963). — Lexique international de pétrographie des charbons du Comité international de pétrographie des charbons, 2^{me} édit., C.N.R.S., Paris.
- 21) CLARK M.C. et SWAINE D.J. (1962). — Trace elements in coal. *CSIRO*, Technical communication, 45.
- 22) DELATTRE Ch. et MÉRIAUX E. (1964). Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 43-49, 3 fig. 1 tabl.
- 23) DELATTRE Ch., DOLLÉ P., MÉRIAUX E. et QUINOT E. (1970). — Examen pétrographique de charbons après oxydation dans un four à plasma. *C.R. Ac. Sc.*, t. 270, p. 1753-1755.
- 24) DIXEY F. (1929). — The Karroo of the Lower Shire-Zambézi area. *15^{me} Intern. Geol. Congr.*, vol. 2, p. 120-142.
- 25) DUPARQUE A. (1935a). — Contribution à l'étude pétrographique des houilles de la Lukuga et de la Luéna. *Ann. Serv. Mines Com. Spéc. Katanga*, t. V, p. 69-147, 7 fig., 12 pl.
- 26) DUPARQUE A. (1935b). — Sur les caractères pétrographiques des houilles permienes du Congo belge. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 1490-1492.
- 27) DU TOIT A.L. (1939). — The geology of South Africa. Oliver & Boyd.
- 28) DU TOIT A.L. et HAUGHTON S.H. (1954). — Geology of South Africa, 2^{me} édit., Oliver & Boyd.
- 29) FABRE J. et FEYS R. (1963). — Action de roches éruptives sur des charbons d'Afrique du Sud. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 31-36.
- 30) FEYS R. (1965). — Carte des dépôts houillers en Afrique. *A.S.G.A.-E.C.A.*
- 31) FEYS R. et FABRE J. (1966). — Notice explicative. Carte des dépôts houillers de l'Afrique (1/10.000.000). *Ass. Serv. géol. afric.*
- 32) FOCH P. et MELTZHEIM C. (1967). — Comment aborder un problème de cokéfaction avec un nouveau charbon ? *C.R. Congr. intern. « Le coke en sidérurgie »* p. 170-184. Centre National de Recherches Métallurgiques, Institut National de l'Industrie Charbonnière.
- 33) FREITAS A.J. DE (1957). — Notícia explicativa do Esbôço geológico de Moçambique (1 : 2.000.000). *Bol. Serv. Ind. Geol.* (Lourenço Marques). *Serv. Geol. Min. Mem. Comm.*, 23, p. 11-82.
- 34) FREITAS A.J. DE (1959). — A geologia e o desenvolvimento economico e social de Moçambique. Lourenço Marques, *Junta de Comércio Externo*.
- 35) GHOSH T.K. (1969). — Petrography and coking potentiality of Indian coals. *Econ. Geol.*, 64, (6), p. 683-690.
- 36) GHOSH T.K. (1970). — Reflectance of Himalayan coals. *Fuel*, vol. 49, Nr 2, p. 226-228.
- 37) GOTHAN W. (1912). — Bemerkungen zur fossilen flora des Tetebeckens (Zambesi). *Pflanzl. Z.*, I, (1), p. 36-39.
- 38) GOTHAN W. (1914). — Die Fossile Flora der Tetebeckens am Sambesi. *Gebrüder Borntraeger*, p. 11-15.
- 39) GUPTA S.S. et GUPTA S. (1968). — Change in the properties of coal of the Jharia coalfield with increasing depth of burial. *J. Mines Metals & Fuels*, p. 294-298.
- 40) GUYOT P. (1882). — Sur la houille du Muaraze, en Zambésie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 95, p. 355-357.
- 41) HOEG O.A. et BOSE M.N. (1960). — The glossopteris flora of the Belgian Congo with a note on some fossil plants from the Zambesi basin (Mozambique). *Ann. Mus. roy. Congo Belge, Sci. Geol.*, 32, p. 1-107.
- 42) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1956). — Die allochtone Permkohle von Stockheim Oberfrauen und die Driftkohlen der Gondwana formation Australiens, Indiens und Südafrikas. *Proc. Intern. Comm. Coal. Petrol.*, Nr 2, p. 62-65.
- 43) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1960a). — Petrographische Eigenschaften und rheologische Verhalten von permischen Steinkohlen, insbesondere der Gondwanaformation. I - Das pflanzliche Ausgangsmaterial und die geologischen Bildungsbedingungen der permischen Steinkohlen. Die Kohlen von Stockheim und St. Etienne. *Brennst.-Chem.*, 41, (1), p. 5-11.
- 44) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1960b). — *Idem*. II - Die Gondwanakohlen von Ostaustralien und Vorderindien. *Brennst.-Chem.*, 41, (3), p. 70-79.
- 45) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1960c). — *Idem*. III - Die Gondwanakohlen von Südafrika. *Brennst.-Chem.*, 41, (5), p. 142-150.
- 46) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1960 d). — *Idem*. IV - Die Gondwanakohlen von Zentralafrika. *Brennst.-Chem.*, 41, (7), p. 204-208.
- 47) HOFFMANN H. et HOEHNE K. (1960e). — *Idem*. V - Die Gondwanakohlen von Südbrasilien. *Brennst.-Chem.*, 41 (8), p. 235-243.
- 48) KISCH H.J. (1966). — Zeolite facies and regional rank of bituminous coals. *Geol. Mag.*, vol. 103, Nr 5, p. 414-422.
- 49) KISCH H.J. (1968). — Coal-rank and lowest-grade regional metamorphism in the Southern Bowen Basin Queensland, Australia. *Geol. Mijnb.*, vol. 47, Nr 1, p. 28-36.

- 50) KISCH H.J. (1969). — Coal-rank and burial-metamorphic mineral facies in «Advances in Organic geochemistry», p. 407-425.
- 51) KUSS H. (1884). — Note sur la constitution géologique d'une partie de la Zambésie. *Bull. Soc. Géol. France*, 3^e série, 12, p. 303-317.
- 52) LACEY W.S. (1961a). — New records of fossil plants in the lower Karroo of Southern Rhodesia and Nyassaland. 4th Congr. avanc. Et. Stratigr. Géol. Carbonif., t. 2, p. 367-368.
- 53) LACEY W.S. (1961b). — Studies in the Karroo floras of Rhodesia and Nyassaland. P. 1 - A geological account of the plant-bearing deposits. *Proc. trans. Rhodes. sci. Assoc.*, 49, (1), p. 26-53.
- 54) LACEY W.S. et HUARDE-MOINE D. (1964). — Karroo floras of Rhodesia and Malawi. P. 2 - The glossopteris flora in the Wankie district of Southern Rhodesia. In Symposium on floristics and Stratigraphy of Gondwanaland. *Birbal Sahni Institute of Paleobotany*, p. 13-25.
- 55) LAPIERRE E. (1883). — Note sur le bassin houiller de Tete (région du Zambèze). *Ann. Min. Paris*, 8^e série, 4, p. 585-593.
- 56) MACKOWSKY M.-Th. (1964). — Warum die Praxis ein kohlenpetrographisches Laboratorium braucht. *Fortschr. Geol. Rhein-Westf.*, 12, p. 589-606.
- 57) MACKOWSKY M.-Th. in MURCHISON D.G. et WESTOLL T.S. (1968). — Coal and coal-bearing strata. Oliver & Boyd.
- 58) MÉRIAUX E. (1966). — A propos des analyses macérales. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 109-114, 7 tabl.
- 59) MÉRIAUX E. (1969). — Contribution à l'étude pétrologique de houilles du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Mines Belgique*, n° 4, avril 1969, p. 329-387 ; n° 5, mai 1969, p. 469-516 ; 39 fig., 14 tabl., 7 pl., 2 dépl. h-t.
- 60) MUKHERJEE B. et BHATTACHARYYA A. (1961). — Petrologic studies of unwashed and washed coals from the Kargali coal Washery, East Bokaro coalfields, Hazaribagh District, and their relevance to coal beneficiation. *Proc. nat. inst. Sci. India*, vol. 27, A, Nr 1, p. 62-68.
- 61) MUKHERJEE B. (1962). — Studies on the petrological and electrical conductivity characters of Jharia XIV Seam coal, affected by igneous intrusive, from Keshargarh Colliery, Dhanbad District, Bihar. *J. Geol. Soc. India*, vol. 3, p. 119-124.
- 62) MUKHERJEE B. (1965). — Petrological and electrical conductivity characters of coals affected by igneous intrusives around Pathardih, in Jharia coalfield, Dhanbad district, India. *Econ. Geol.*, 60, p. 1451-1458.
- 63) MUKHERJEE B. (1967). — Petrographic studies of some lower Gondwana coals in the Eastern Himalayas, India. *Intern. Sympos. Sci. Technol. Coal.*, p. 102-108.
- 64) MUKHERJEE B. et BOSE P. (1967). — Differential thermal analysis of coals from Shampur Seams and their significance in respect of the Southern Boundary Fault, near Nirsha, Raniganj coalfield. *J. Mines Metals & Fuels*, p. 174-176, 6 fig.
- 65) NAHUY S. (1967). — Resultado obtido da aplicação dos princípios da petrografia moderna ao estudo dos carvões brasileiros. *Bol. Inst. Tecnol. Rio Grande do Sul*, 40, p. 7-91.
- 66) NAHUY S., ALPERN B. et YBERT J.P. (1968). — Estudos palinológico e petrográfico de alguns carvões do sul do Brasil. *Bol. Inst. Tecnol. Rio Grande do Sul*, 46, p. 3-61.
- 67) NF. M 10-001 (1950). — Classification, d'après leur nature, des houilles, des anthracites et de leurs mélanges. *AFNOR*.
- 68) NOEL R. (1958). — Contribution à l'étude des charbons du Congo belge. Application de l'analyse pétrographique aux problèmes pratiques relatifs à des charbons très cendreuse. *Rev. Ind. Minér.*, n° spécial. C.R. Colloq. intern. Pétrol. appl. Charb., p. 32-40.
- 69) NUNES A. DE F. (1966). — Lexique stratigraphique international. Vol. 4, Afrique, Fasc. 10 a, Moçambique, C.N.R.S.
- 70) PAREEK H.S. (1958) — Fungal bodies in Talcher coals. *J. Palaeont. Soc. Ind.*, vol. 3, p. 214-215.
- 71) PAREEK H.S. (1966a). — Fusinized resins in Gondwana (Permian) coals of India. *Econ. Geol.*, vol. 61, Nr 1, p. 137-146.
- 72) PAREEK H.S. (1966b). — Petrographic studies of the coal from Karanpura coalfields, *Mem. Geol. Surv. Ind.*, vol. 95, p. 1-112.
- 73) PAREEK H.S. (1966c). — Petrological characteristics of Barakar coal seams, metamorphised by Lamprophyre sill in the Jharia coalfield, Bihar. *Proc. Ind. Acad. Sci.*, 63, (5), p. 261-270.
- 74) PAREEK H.S. (1969a). — Some observations on the lithology of coal-bearing beds and the nature of coal of the major Gondwana basins of India. In Gondwana stratigraphy. *IUGS Sympos.* (1^{er} Buenos-Aires, 1967), p. 883-903, Paris UNESCO, 1969 (Col. Earth Sciences, Nr 2).
- 75) PAREEK H.S. (1969b). — The application of coal petrography to coking property of Indian coals. *Econ. Geol.*, vol. 64, Nr 7, p. 809-821.
- 76) RAKOTOARIVÉLO H.J. (1970). — Palynostratigraphie comparée du bassin houiller gondwanien de la Sakoa-Sakamena, Madagascar, 3 tomes, *Thèse*, Paris.
- 77) REAL F. (1966). — Geologia da bacia do rio Zambeze (Moçambique). Características geológicas mineiras da bacia do rio Zambeze, em território moçambicano. *Junta de Investigações do Ultramar*.
- 78) RISHI M.K. (1970). — Reflectance of sclerotoids from coals of Umaria, Central India. *Econ. Geol.*, 65, (6), p. 700-705.
- 79) SCHAPIRO N. et GRAY R.J. (1966). — Physical variations in highly metamorphosed Antarctic coals in «Advances in chemistry» series 55, Coal Science. *Americ. Chem. Soc.*, p. 196-210.
- 80) SEN S., MUKHERJEE B. et BAGCHI S. (1969). — Petrological studies of coals from Lower Gondwana Coalfields of Peninsular India. In Gondwana Stratigraphy. *IUGS Sympos.* (1^{er} Buenos-Aires, 1967), p. 905-922, Paris UNESCO. (Col. Earth Sciences, n° 2).

- 81) SILVA G.H. DA, BARRETO L.S. et CARVALHO L.H. BRITO DE (1967). — *Dadoxylon nicoli* SEWARD du Karroo de Tete. *Rev. Estud. Ger. Univ. Moçambique* (Lourenço Marques), Sér. 6, Ciênc. Geol., 4, p. 37-59.
- 82) SMYTH M. (1968). — The petrography of some New South Wales Permian coals from the Tomago coal measures. *Proc. Aust. Inst. Min. Met.*, Nr 225, p. 1-9.
- 83) SNYMAN C.P. (1961). — A comparison between the petrography of South African and some other Palaeozoic coals. *Publ. Univ. Pretoria*, N.S., Nr 15, p. 1-37.
- 84) SWAINE D.J. (1967). — Inorganic constituents in Australian coals. *Mitteil. Naturforsch. Gesells.*, N.F., 24, p. 49-61.
- 85) TAYLOR G.H. et WARNE S. St. J. (1960). — Some Australian coals petrological studies and their geological implications. *Proc. intern. Comm. Coal Petrol.*, n° 3, p. 75-83.
- 86) TEIXEIRA C. (1943a). — Sur l'*Esteria borgesii*, nouvelle espèce du Karroo du Mozambique portugais. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^{me} sér., vol. 13, p. 71-72.
- 87) TEIXEIRA C. (1943b). — Notas para o estudo do Karroo de região de Tete na Africa oriental portuguesa. *Bol. Soc. geol. Port.*, 2, p. 41-46.
- 88) TEIXEIRA C. (1946). — Sur la flore fossile du Karroo de Zambésie (Mozambique). *C.R. somm. séance Soc. géol. France*, 13, p. 252-254.
- 89) TEIXEIRA C. (1947). — Sobre a flora fóssil do Karroo da região de Tete (Moçambique). In Contribuição para o conhecimento geológico do Karroo da Africa portuguesa. *An. Junta Invest. colon.*, 2, (2), p. 9-28.
- 90) TEIXEIRA C. (1948a). — Estudo actual dos conhecimentos paleontológicos relativos ao « Karroo » da Africa portuguesa. *Ann. Assoc. Esp. Progr. Cienc.*, 13, (2), p. 331-334.
- 91) TEIXEIRA C. (1948b). — Present state of our knowledge concerning the palaeontology of the Karroo of Portuguese Africa. 18^{me} Intern. geol. Congr., P. XIV (Proc. of the « Association des services géologiques africains »), p. 214-217.
- 92) TEIXEIRA C. (1950-1951). — La flore fossile du Karroo de la Zambésie et la notion de Continent de Gondwana. *Estud. colon.*, 2, (1), p. 52-66.
- 93) TEIXEIRA C. (1952). — La flore fossile du Karroo de la Zambésie et la notion de Continent de Gondwana. 3^{me} Congr. avanc. Et. Stratigr. géol. Carbonif., t. 2, p. 627-630.
- 94) TEIXEIRA C. (1954). — The fossil flora of the Karroo of the Zambesi basin and the relations between gondwanaland and the northern territories. *Proc. Pan Indian Ocean Science Congr.*, Sect. C, Géol., p. 82-83.
- 95) WALTON J. (1929). — The fossil flora of the Karroo system in the Wankie district, Southern Rhodesia. *Bull. Geol. Surv. Sou. Rhodesia*, 15, p. 62-75.
- 96) ZEILLER R. (1883). — Note sur la flore du bassin houiller de Tete (Région du Zambèze). *Ann. Min.*, 8^{me} sér., 4, p. 594-598.

EXPLICATION DES PLANCHES

Toutes les photographies ont été réalisées en lumière réfléchie naturelle en immersion dans l'huile sur des surfaces polies perpendiculairement à la stratification.

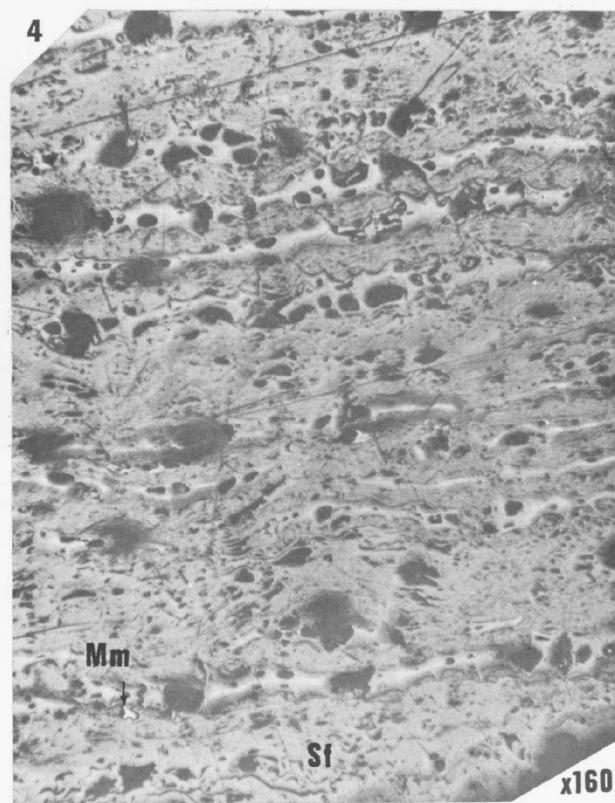
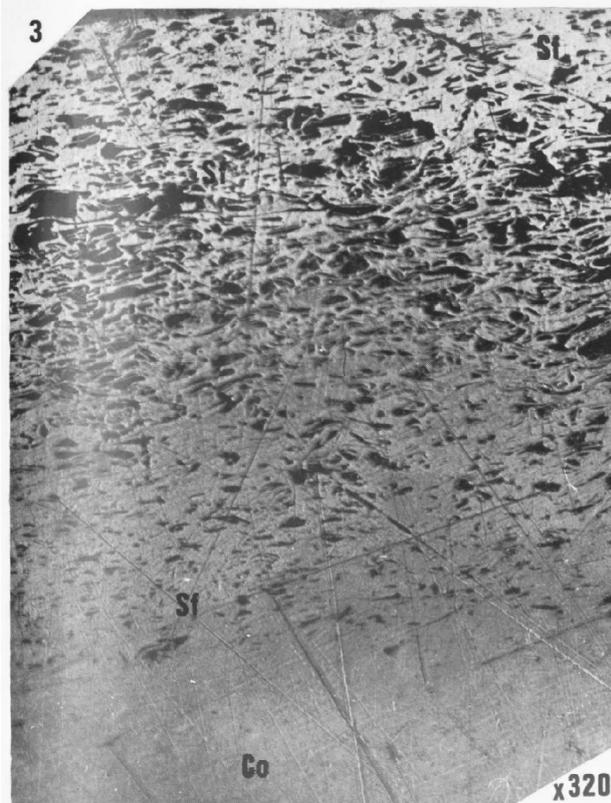
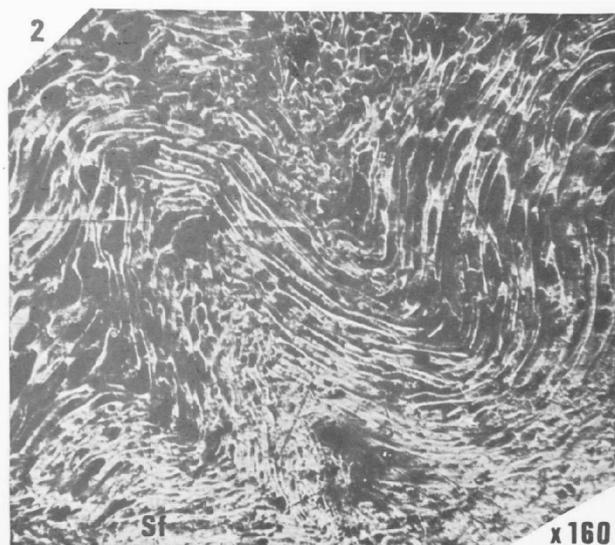
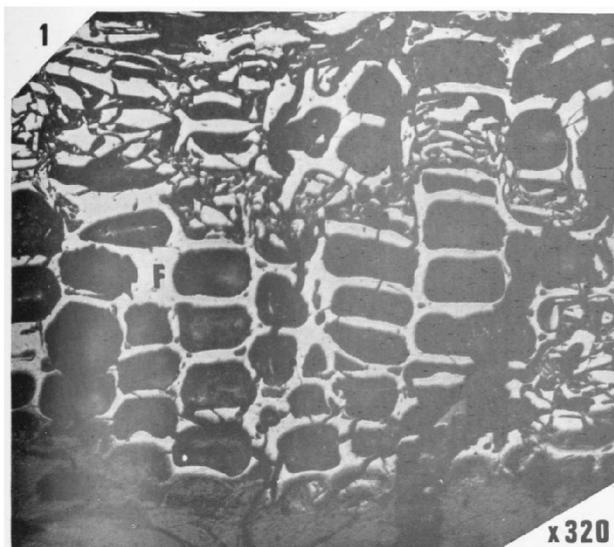
PLANCHE XIV

- FIG. 1. — *Fusinite*. La fusinite (F) présente ici deux aspects caractéristiques. Dans la partie basale de la lame ligneuse, les cellules sont parfaitement bien conservées et certaines membranes cellulaires montrent même des méats. Par ailleurs, au sommet de la lame ligneuse, les parois cellulaires sont partiellement disloquées ou parfois totalement écrasées. La désagrégation et l'amenuisement de la fusinite conduisent alors à la formation de la micrinite massive. Gr. = 320.
- FIG. 2. — *Semifusinite*. Les tissus ligneux (Sf) représentés ici, ont subi des déformations souples ayant engendré des plis parfois très aigus. Généralement, de telles figures sont intercalées entre des lits dont la stratification est parfaitement parallèle. Les déformations observées sont donc synsédimentaires. Gr. = 160.
- FIG. 3 et 4. — *Semifusinite et collinite*. Les figures 3 et 4 représentent deux aspects du phénomène de transformation de la semifusinite en collinite.

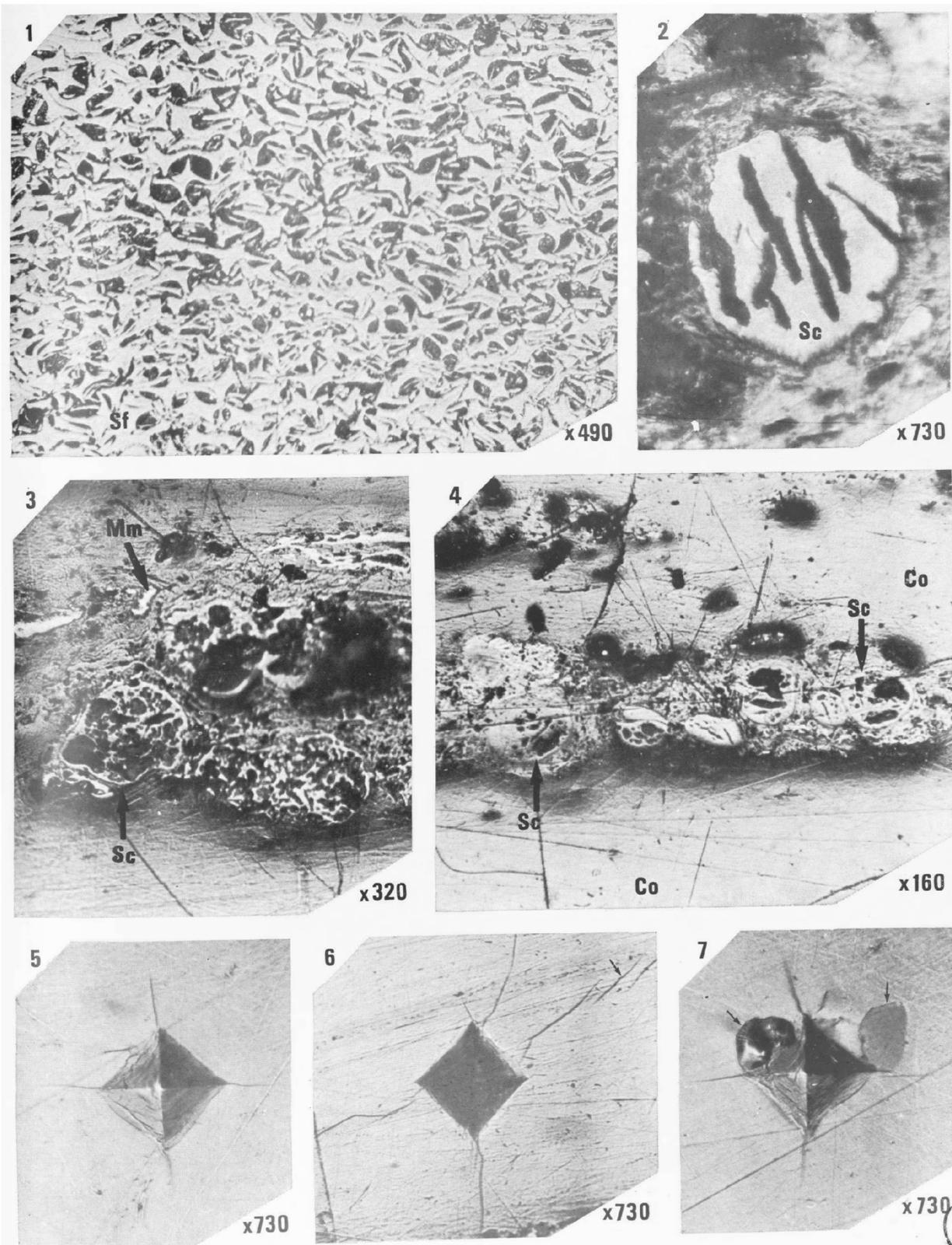
Du haut en bas de la figure 3, on suit tous les termes de passage de la semifusinite typique (Sf) à une collinite caractéristique (Co). La gélification s'opère donc ici très graduellement en affectant le composant ligneux dans sa totalité. Gr. = 320.

Par contre, la semifusinite (Sf) de la fig. 4 a subi une gélification beaucoup moins poussée. En effet, sa teinte est plus claire que celle de la semifusinite de la fig. 3. De plus, on remarque ici que l'évolution du tissu est différentielle. Ainsi on peut observer des restes de structure étoilée ou de micrinite massive (Mm) particulièrement bien conservée. Parfois même, certains fragments ligneux sont totalement préservés. Gr. = 160.

- FIG. 5 et 6. — *Sclérotinite*. C'est en raison de son fort relief et de son pouvoir réflecteur élevé que ce corps a été rangé sous la dénomination de sclérotinite (Sc). En effet, ce macéral montre sur la fig. 5 (Gr. = 230) en quelques endroits une organisation de type cellulaire. La fig. 6 (Gr. = 500) représente un détail de la fig. 5. On notera l'allure claviforme des vides.



Clichés E. MERIAUX



Clichés E MERIAUX

PLANCHE XV

- FIG. 1. — *Semifusinite*. Bien qu'il ressemble à une fusinite, ce tissu est appelé semifusinite à cause de sa teinte grise et de son faible relief. Les tissus gélifiés montrent rarement une telle structure étoilée résultat d'une désagrégation mécanique. Il est donc vraisemblable que l'altération biochimique du tissu végétal est postérieure à son amenuisement. Gr. = 490.
- FIG. 2. — *Sclérotinite*. Le corpuscule sclérotiforme (Sc) subcirculaire représenté ici possède une paroi homogène, épaisse et légèrement lobée. Il montre de profondes cannelures simples ou dichotomes lui donnant un aspect pluriloculaire. En raison du relief très important du corpuscule, la pâte environnante apparaît floue sur la photographie. Gr. = 730.
- FIG. 3. — *Sclérotinite*. Les corpuscules sclérotiformes (Sc) sont ici disposés en amas. Ils montrent un très fort relief et des sections ovales ou subcirculaires. Leur paroi peu épaisse, homogène, présente un bord lisse. La région centrale est pluriloculaire. On notera aussi la présence de micrinite massive (Mm). Gr. = 320.

FIG. 4. — *Sclérotinite*. La figure 4 montre une lame de semifusinite étalée entre deux lentilles de collinite (Co). Le tissu ligneux gélifié renferme des corpuscules ovales (Sc) ou subcirculaires de taille variable. Les parois à bords généralement lisses sont soit fines, soit épaisses. La zone centrale peut être cannelée, ponctuée ou pluriloculaire. Les plages floues noires correspondent à des grains de quartz. Gr. = 160.

FIG. 5, 6 et 7. — *Empreintes de mesure de la microdureté*. Ces 3 photographies réalisées en lumière naturelle au même grossissement, montrent des empreintes de mesure de la microdureté des combustibles du Moatize. Une charge de 15 g a été appliquée pendant 10 secondes. On note sur chaque figure d'impact l'apparition de fissures dans le prolongement des diagonales. De plus, sur la fig. 6, des fissures obliques multiples et se relayant parfois, sont venues s'ajouter aux premières. La fig. 7 montre, elle, des cassures conchoïdales adjacentes aux côtés de l'empreinte. Bien entendu, des empreintes de ce type ne peuvent être utilisées pour apprécier la valeur de la microdureté.



Sédimentation rythmée dans les charbons du bassin du Nord-Pas-de-Calais

par Pierre DOLLÉ (*)

(Planches XVI et XVII)

Sommaire. — Grâce à l'attaque dans le « four à plasma d'oxygène », l'étude des charbons en surface polie et lumière réfléchie a montré beaucoup plus de détails que n'en révélaient les autres méthodes précédemment utilisées.

En particulier, on a pu mettre en évidence une sédimentation composée alternativement d'éléments détritiques très fins et d'éléments d'origine phytogène, répartis en de très nombreux rythmes de très faible épaisseur.

Summary. — Owing to the attack in « four à plasma d'oxygène », the studies of coal on a polished surface and in reflected light has shown much more details than other methods did.

Specially we have noticed a sedimentation alternatively composed with very small detrital elements and phytogenic elements. The sedimentation is distributed in numerous thin rythms.

La mise au point par Monsieur Quinot (2) du four à plasma d'oxygène a permis d'examiner les surfaces polies dans les charbons sous un aspect nouveau.

Je ne décrirai pas le détail de l'appareillage. Je dirai seulement qu'il se compose d'un tube horizontal où est déposé l'échantillon de charbon. Dans ce tube circule un faible courant d'oxygène (22 cm³/minute) sous pression réduite (2 mm de mercure). Le tube est entouré d'un circuit oscillant : 10 MHz sous une puissance de 100 W. Sous l'effet du circuit oscillant l'oxygène est ionisé et porté à de très hautes températures. Par contre, l'échantillon ne subit qu'un échauffement minime, de l'ordre de 100° C environ. Le temps de passage au four de l'échantillon est de 15 minutes.

La surface du charbon a été oxydée, d'une façon très efficace, mais non brutale. Quelques microns de matière charbonneuse ont été enlevés, laissant en relief les parties minérales qui, jusqu'à présent, n'avaient pu être mises en évidence de façon aussi claire par les procédés habituels.

Dans le chapitre de son ouvrage sur les charbons consacré aux stériles, Duparque (3) avait indiqué que les lits de matières cendreuse et argileuses pouvaient être distribués en couches très fines intercalées dans les substances végétales qui allaient constituer la houille.

L'examen, après passage au four à plasma d'oxygène, montre que le phénomène est beaucoup plus général et que, même dans les zones où le charbon paraissait compact et uniforme, il y avait eu apport de matériel détritique. Cette première note est destinée à montrer la généralité et l'étendue du phénomène sédimentaire alternant : stériles - charbon.

Les échantillons ont été prélevés en des endroits différents de la série stratigraphique et sur une aire géographique aussi vaste que possible. Pour les charbons du Westphalien C, dans les veines Albert et Jacques du secteur des Gras du groupe Centre ; pour les charbons du Westphalien B, dans les veines St-Guy et Grande Veine du secteur des Maigres de la zone d'Oignies ; pour le Westphalien A, dans les veines n° 9 et n° 2 du siège Bonnel du groupe de Douai ; pour l'Assise de Flines, veine O et veine A, respectivement au siège 9 Escarpelle et au siège Bonnel du groupe de Douai (fig. 1).

(*) Ingénieur Géologue, chef du Laboratoire de Pétrographie Minière H.B.N.P.C.

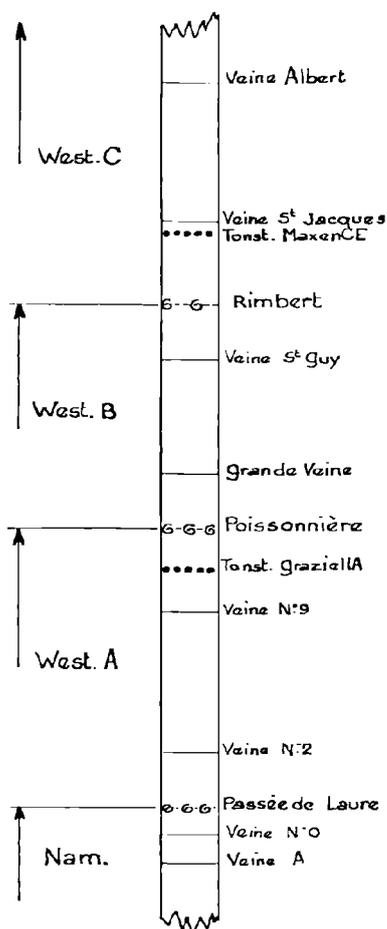


FIG. 1. — Coupe stratigraphique moyenne normale des veines étudiées.

Position et contexte stratigraphique des échantillons

VEINE ALBERT.

Prélèvement effectué au Siège 3 du Groupe Centre. Etage 600. Bowette AI 42 D - D 424. Coordonnées Lambert : X = 639.500 ; Y = 302.625 ; Z : -595. (fig. 2).

Cette veine, située à environ 15 m sous le tonstein PrudenCE, appartient au faisceau d'Ernestine. Elle est formée d'un sillon massif de charbon de 0,9 m d'épaisseur. La moyenne des teneurs en matières volatiles est de 21,5 % et des cendres 7,8 %. 4 échantillons ont été prélevés, répartis à des intervalles égaux sur toute l'épaisseur de la veine.

Les dépôts autres que le charbon s'organisent de la façon suivante :

Sous la veine, au-dessus d'un banc de grès à gros éléments, de 1 m de puissance, se sont accumulés 6 m de schistes grossiers et 2,2 m de schistes fins de mur, avec radicelles. Le toit de la veine est constitué par 2 m de schistes fins à flore, 2,1 m de grès grossiers, mal calibrés. La sédimentation gréseuse s'arrête et elle est suivie par 0,05 m de schistes fins écailleux, fortement charbonneux, qui sont à leur tour surmontés par 7,3 m de schistes gris légèrement micacés.

La phase charbonneuse est donc encadrée par une zone à sédimentation calme, donnant des schistes fins qui émergent avant le dépôt du charbon, permettant l'établissement d'un sol de végétation.

VEINE SAINT-JACQUES.

Prélèvement effectué au Siège 4 de Méricourt du Groupe Centre. Etage 915. Bowette H. 81. Coordonnées Lambert : X = 638.155 ; Y = 301.165 ; Z : -912. Westphalien C. Faisceau de Six-Sillons (fig. 2).

C'est dans cette veine qu'on rencontre habituellement les tonsteins MaxenCE dans la partie supérieure et MauriCE à 0,3 m de la base de la veine. Mis à part les tonsteins, le charbon se présente en un sillon massif de 0,8 m de puissance. Teneur moyenne de la veine en matières volatiles : 18 %, en cendres : 7,3 %. Trois échantillons y ont été prélevés : dans la partie supérieure, dans la partie moyenne et à la base de la veine.

Comme contexte sédimentologique : au-dessus d'un banc de grès fins assez bien calibrés de 4 m de puissance, 2,8 m de schistes fins de mur à radicelles, 0,15 m de charbon, à nouveau 3,2 m de schistes de mur et la veine Saint-Jacques.

Au toit de la veine : 0,6 m de schistes très fins contenant de la faune limnique, puis 1,4 m de schistes fins rubanés. Au-dessus, 2 m de grès grossiers mal calibrés à tendance de micropoudingue (habituellement appelés « grès de St-Jacques »). Ils constituent un repère stratigraphique.

Les grès sont surmontés par 2,6 m de schistes micacés, 1,6 m de schistes de mur, pour aboutir à 0,05 m de schistes feuilletés charbonneux et 0,3 m de charbon.

La sédimentation charbonneuse est encore plus éloignée de la sédimentation détritique grossière que dans le cas précédent, puisque l'épaisseur de schistes de mur émergée est plus grande et que

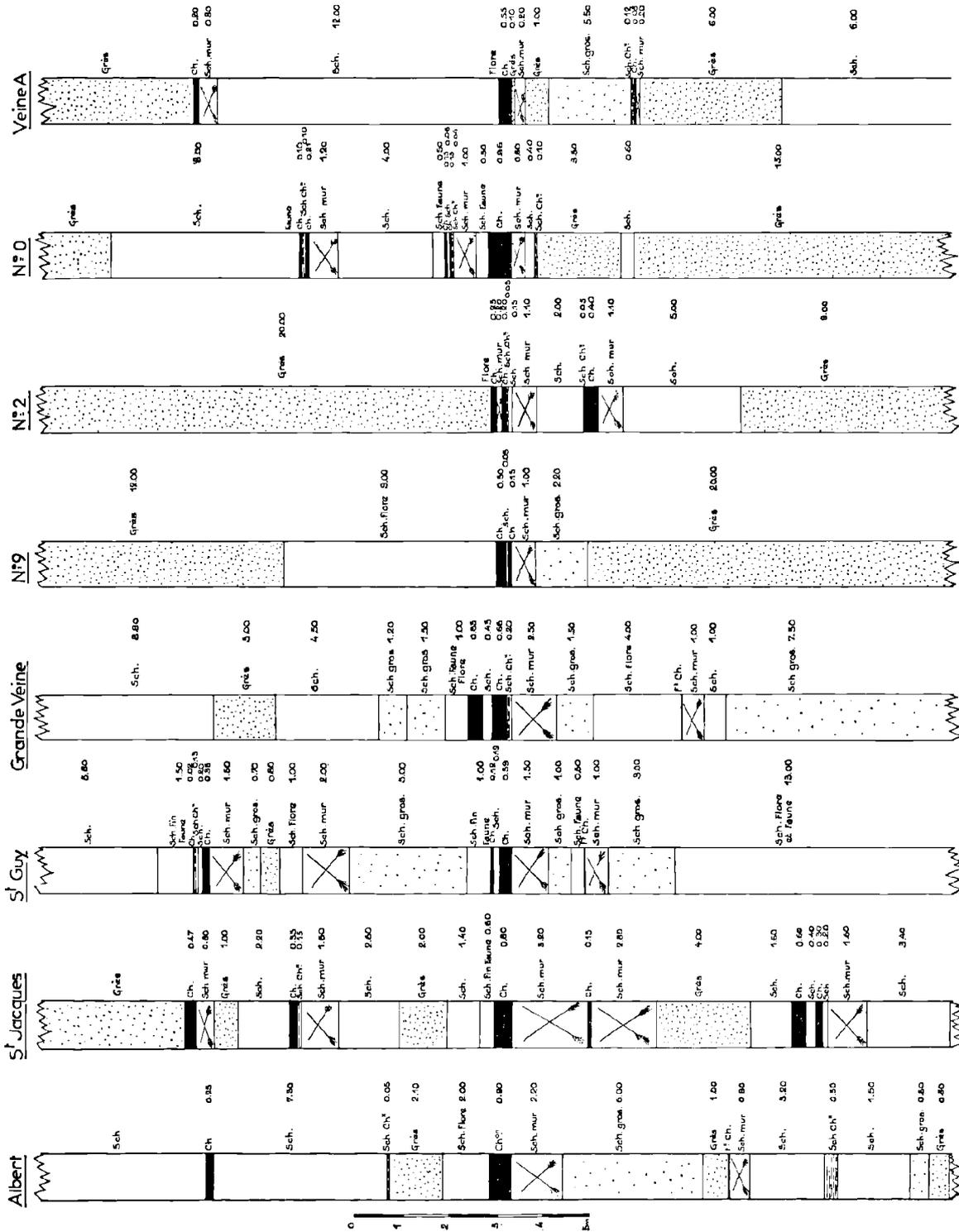


FIG. 2. — Environnement stratigraphique des veines étudiées

la phase charbonneuse est suivie par le dépôt d'une phase très fine, encore légèrement charbonneuse, et contenant des traces de faune.

VEINE SAINT GUY.

Prélèvement effectué au Siège 10 d'Oignies. Etage 456. Bowette 11.100. Coordonnées Lambert : X = 644.525 ; Y = 307.716 ; Z : — 449. Veine du faisceau de Pouilleuse, située aux environs du tonstien MalherBE. Westphalien B supérieur (fig. 2).

La composition de la veine montre :

0,3 m de charbon où deux échantillons ont été prélevés,

0,1 m de schistes charbonneux,

0,4 m de charbon où deux échantillons ont été prélevés,

0,2 m de schistes charbonneux fins glissés en écailles,

Teneur moyenne en matières volatiles : 9 %, en cendres : 5 %.

Le contexte stratigraphique est le suivant :

Sous la veine, au-dessus de 3 m de schistes grossiers micacés, 1 m de schistes de mur, un filet de charbon de 0,02 m et 0,5 m de schistes fins à faune, puis à nouveau des schistes grossiers sur 1 m, des schistes fins de mur sur 1,5 m et la veine St-Guy. Au toit de la veine, 1 m de schistes fins noirs à débris de faune limnique, 5 m de schistes grossiers micacés, 2 m de schistes de mur, 1 m de schistes rubanés légèrement micacés, à flore, 0,8 m de grès fins calibrés, 0,7 m de schistes grossiers micacés, 1,5 m de schistes à radicules et le charbon de la veine située au-dessus de la veine Saint-Guy.

Le contexte général est ici plus grossier dans l'ensemble, quoique le voisinage immédiat de Saint-Guy montre, après l'émersion du sol de végétation constituant le mur immédiat, une phase encore très fine avec les schistes fins à faune qui constituent le toit.

GRANDE VEINE.

Prélèvement effectué au Siège 10 d'Oignies. Etage 630. Powette 11.600. Coordonnées Lambert : X = 643.116 ; Y = 308.237 ; Z : — 626. Veine du Westphalien B. Faisceau de Meunière. Sous le tonstein Colombe et à environ 25 m au toit de Poissonnière (fig. 2).

Composition de la veine :

0,55 m de charbon où deux échantillons ont été prélevés,

0,48 m schistes charbonneux.

0,6 m charbon avec 2 échantillons prélevés,
0,02 m schistes charbonneux feuilletés, glissés

Teneur moyenne en matières volatiles : 7,1 %, en cendres : 6,6 %.

Contexte stratigraphique : Sur des schistes grossiers micacés en banes épais, 1 m de schistes rubanés, 1 m de schistes de mur et un filet charbonneux de 0,01 m, 4 m de schistes fins en petits banes, à flore, 1,5 m de schistes grossiers micacés et 2,5 m de schistes de mur, puis la veine proprement dite.

Au toit, 1 m de schistes fins en plaquettes, de couleur sombre, légèrement micacés, contenant des débris de faune et des fragments de végétaux très macérés ; 1,5 m de schistes grossiers et 1,2 m de schistes très grossiers, micacés, en banes épais ; 4,5 m de schistes fins rubanés et un banc de grès de 3 m de puissance.

Bien que le charbon soit formé de plusieurs sillons, avec de forts intercalaires de stériles, son contexte est encore celui d'une zone calme : sol de végétation émergé, puis arrivée simultanée de débris végétaux et détritiques constituant les schistes feuilletés. Le toit de la veine a vu un apport détritique très fin avec conservation de faune et de flore mélangées : il y a eu un très léger apport phytogène mélangé au détritique.

VEINE 9.

Prélèvement effectué au Siège Bonnel du Groupe de Douai. Etage 396. Powette 115. Coordonnées Lambert : X = 650.127 ; Y = 298.000 ; Z : — 281. Veine du Westphalien A, faisceau d'Olympe à environ 25 m au mur du tonstein Graziella (fig. 2).

Veine en deux sillons : Charbon 0,5 m, 1 échantillon. Matières volatiles : 9,6 % ; cendres : 7 %. Schistes charbonneux 0,05 m ; Charbon 0,15 m, 1 échantillon. Matières volatiles : 8,2 % ; cendres : 3,5 %.

Contexte stratigraphique : au-dessus d'un banc de grès fins de 20 m de puissance, 2,2 m de schistes grossiers micacés et 1 m de schistes de mur, puis le charbon de la veine 9.

Au toit de celle-ci : 9 m de schistes fins à flore, plus ou moins rubanés et un banc de grès de 15 m de puissance.

Cette fois, le contexte entourant le dépôt du charbon semble plus grossiers, le charbon lui-même étant coupé d'intercalations de stériles détritiques.

VEINE n° 2.

Prélèvement effectué au Siège Bonnel du Groupe de Douai. Etage 396. Bowette 115. Coordonnées Lambert : X = 659.255 ; Y = 298.730 ; Z : — 390. Veine du Westphalien A, faisceau d'Olympe situé à environ 25 m de la Passée de Laure (fig. 2).

Veine en 3 sillons : 0,25 m charbon. 1 échantillon : teneur en matières volatiles : 29,7 % ; en cendres : 36,1 %, donc charbon très sale.

0,02 m schistes de mur à radicelles,

0,02 m charbon. 1 échantillon. M. V. : 7,55 %, C. : 1,3 %,

0,05 m schistes charbonneux,

0,15 m charbon.

Contexte stratigraphique : sur un banc de grès d'une puissance supérieure à 10 m, 5 m de schistes rubanés et 1,1 m de schistes de mur précédant 0,4 m de charbon et 0,05 m de schistes charbonneux, puis le dépôt de la veine n° 2.

Le toit est constitué par quelques centimètres de schistes micacés à flore, puis immédiatement après un banc de grès mal calibré de 20 m de puissance.

Ici, le contexte est nettement plus grossier, le barrage végétal est établi d'une façon précaire, comme en témoignent les récurrences détritiques à l'intérieur du charbon, avec même un moment d'émersion déterminant la formation d'un sol de végétation. Puis, sur le charbon, la sédimentation détritique grossière reprend vite ses droits.

VEINE O.

Prélèvement effectué au Siège 9 Escarpelle du Groupe de Douai. Etage 383. Bowette R.L. 5. Coordonnées Lambert : X = 654.382 ; Y = 302.134 ; Z : — 380. Veine de l'Assise de Flines à environ 10 m sous la Passée de Laure (fig. 2).

Veine en un sillon massif de 0,96 m de puissance où 3 prélèvements ont été effectués. Teneur moyenne en matières volatiles : 8,15 % ; en cendres : 6,8 %.

Contexte stratigraphique : Sur un épais banc de grès fins quartzitiques, 0,6 m de schistes fins rubanés, finement stratifiés ; nouveau banc de grès quartzitiques : 3,5 m se terminant par 0,1 m de schistes charbonneux feuilletés, 0,4 m de schistes fins rubanés et 0,6 m de schistes fins rubanés, mais complètement perturbés par de nombreuses racines perforantes : sol de végétation avant le dépôt du charbon de la veine O.

Au toit de celle-ci, 0,5 m de schistes fins à faune, puis à nouveau 1 m de schistes de mur avant un complexe de 0,04 m de schistes feuilletés charbonneux, 0,15 m de charbon, 0,06 m de schistes glissés charbonneux, 0,15 m de charbon, le tout surmonté de schistes fins noirs, en minces unités, contenant des traces de faune limnique sur 0,05 m. Au-dessus : 4 m de schistes fins rubanés et micacés, 1,2 m de schistes de mur, surmontés par un petit ensemble de 0,21 m de charbon, 0,09 m de schistes charbonneux, 0,08 m de schistes à radicelles et 0,02 m de charbon. Cet ensemble est à nouveau surmonté par plus de 4 m de schistes fins rubanés de teinte sombre et contenant des restes de faune limnique.

Mise à part la partie gréseuse située à la base de cette séquence, nous assistons ici à une sédimentation rythmée constituée par des apports élémentaires de faible importance, coupés à plusieurs reprises par des émerSIONS suivies d'installations de sols de végétation. Le dépôt de charbon est, lui aussi, soumis à ces interruptions dans plusieurs cas. C'est le type de dépôt en période d'équilibre instable entre un apport de faible amplitude et un apport nul ou même négatif en cas d'émersion.

VEINE A.

Prélèvement effectué au Siège Bonnel du Groupe de Douai. Etage 396. Bowette 211. Coordonnées Lambert : X = 659.775 ; Y = 298.045 ; Z : — 391. Veine de l'Assise de Flines à environ 30 m sous la Passée de Laure (fig. 2).

Veine en un sillon massif de 0,55 m de puissance. 2 échantillons prélevés. Teneur moyenne en matières volatiles : 6,75 % ; en cendres : 0,6 %.

Contexte stratigraphique : Sur un banc de grès quartzitique fin de 6 m d'épaisseur, un minuscule ensemble charbonneux : 0,2 m de schistes fins de mur, 0,08 m de charbon, 0,12 m de schistes feuilletés charbonneux. Le tout est surmonté par 5,5 m de schistes grossiers charbonneux, puis 1 m de grès quartzitiques, 0,4 m de schistes noirs stratifiés et perforés par des racines, 0,1 m de grès quartzitiques et le charbon de la veine A.

Le toit de la veine est homogène sur une grande épaisseur : 12 m et constitué par des schistes fins stratifiés avec quelques végétaux concentrés surtout au toit du charbon.

Dans ce cas, la sédimentation est grossière jusqu'au mur immédiat du charbon venant même s'intercaler entre le sol de végétation et la veine de houille. Par contre, cette veine est suivie d'une

longue période de stabilité à faible apport sédimentaire se traduisant par l'accumulation de schistes très finement rythmés.

Observations sur les échantillons de charbon

Après passage au four à plasma, la surface polie montre deux types de teintes : une teinte sombre, qui est constituée par le charbon à peu près pur, et une teinte claire, constituée par les substances minérales. De plus, ces dernières apparaissent en relief sur le fond noir.

Les échantillons seront examinés dans l'ordre stratigraphique, du sommet vers la base, de la veine stratigraphiquement la plus haute : Albert, jusqu'à la plus basse considérée : Veine A.

VEINE ALBERT.

4 échantillons décrits. De nombreuses fractures dans la masse du charbon sont mises en évidence par la cokéfaction de leurs lèvres qui apparaissent boursoufflées. Il y a des lits importants constitués presque exclusivement de matières minérales. On voit aussi de nombreux fragments végétaux ayant conservé leur structure et dont les méats cellulaires sont régulièrement remplis de matière minérale. On voit encore des bandes constituées par du charbon presque pur.

La partie la plus intéressante de l'observation se situe au niveau des bandes sombres. On y voit une stratification constituée par des alignements presque rectilignes de petits points blancs dont il est difficile de discerner les contours aux grossissements utilisés : ils ont une épaisseur de 3 à 5 microns et ils sont séparés les uns des autres par une épaisseur à peu près égale de charbon pur. Ces rythmes binaires se répètent sur toute la hauteur des plages sombres.

Là où les masses végétales se sont déposées sans être altérées préalablement, il en résulte localement une surépaisseur de rythme. On voit les alignements minéraux contourner le fragment végétal pour reprendre leur parallélisme aux extrémités de celui-ci : cela se traduit par des épaisseurs de charbon pur de 50 à 60 microns inclus dans des rythmes de 6 à 10 microns.

S'il est facile de distinguer les rythmes dans les parties sombres, il devient beaucoup plus difficile de les individualiser dans les parties claires, où les substances minérales dominent.

Toute une partie de l'échantillon 4 : base de la veine, sans trace d'accumulation de matière minérale importante visible sous simple polissage, aurait pu être considérée, avant attaque, comme du charbon pur.

Après attaque, il montre, en dehors d'une microfissuration importante, un empilement très régulier de rythmes : matière minérale - charbon, épais en moyenne de 6 à 8 microns et pratiquement dépourvus de structures végétales conservées qui auraient amené des perturbations par suite de la différence de compaction entre le charbon et les matières minérales (Pl. XVI, fig. 1 a, b, c, d).

VEINE SAINT-JACQUES.

3 échantillons décrits. Le sillon supérieur de la veine Saint-Jacques est particulièrement riche en accumulations de débris végétaux à structures conservées de deux sortes : 1° végétaux à parois épaisses et méats cellulaires réduits à une fente très étroite : la calcination a respecté cette organisation et donne des figures extrêmement régulières ; 2° végétaux à parois cellulaires minces et larges méats remplis de substances minérales. Au cours de la diagénèse, ces arrangements se sont affaissés, donnant une configuration irrégulière et tourmentée à l'ensemble.

Dans ce sillon supérieur de la veine Saint-Jacques, il est difficile d'observer des alternances régulières : alignements minéraux et lits de charbon. Par contre, dans le sillon médian et surtout dans le sillon inférieur de la même veine, les débris végétaux de grandes dimensions sont devenus plus rares, et l'organisation rythmée, avec des séquences très minces, de l'ordre de 4 à 7 microns, est devenue prépondérante. On observe alors des zones à sédimentation bien parallèle et des zones à sédimentation rendue irrégulière par la présence de débris végétaux (Pl. XVI, fig. 2 a, b, c).

VEINE SAINT-GUY.

4 échantillons décrits. On observe de nombreux fragments végétaux à structures conservées dans les deux échantillons de la partie supérieure de la veine, tantôt à parois cellulaires épaisses et dont les alignements se sont bien conservés, tantôt à parois cellulaires minces avec irrégularités et perturbations dans les figures observées. Il faut aussi remarquer, qu'en lumière réfléchie, les remplissages cellulaires donnent une matière de teinte beige, alors que les substances minérales des parties rythmées donnent des teintes très claires, parfois bleutées.

Les rythmes s'observent avec des épaisseurs de 3 à 8 microns chaque fois que la matière carbonneuse est plus pure, alors qu'ils sont beaucoup plus difficiles à discerner là où les matières minérales sont dominantes : seuls quelques feuillettes de houille interstratifiée permettent d'identifier ces rythmes.

Vers la base de la veine, de nombreuses cuticules sont visibles : parfois simples, parfois repliées sur elles-mêmes ; cuticules de pinnules ou de spores. Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 25 à 30 microns (Pl. XVI, fig. 3 a, b, c, d).

GRANDE VEINE.

4 échantillons décrits. Comme dans la veine précédente, on peut observer de gros fragments végétaux à structures conservées dans la partie supérieure de la veine, et des cuticules fréquentes à sa base : spores aplaties en Y d'environ 960 microns de largeur.

Là où les matières minérales sont abondantes, les rythmes sont difficiles à discriminer. On y reconnaît cependant des débris végétaux qui ont perturbé légèrement la stratification après le processus de tassement.

Là où le charbon est plus pur, les rythmes sont plus réguliers et plus rectilignes, plus rarement affectés par des sur-épaisseurs de débris végétaux non complètement altérés au moment du dépôt. L'épaisseur de ces rythmes est toujours du même ordre : 3 à 5 microns, et on peut suivre certains d'entre eux sur toute la largeur de l'échantillon (Pl. XVI, fig. 4 a ; Pl. XVII, fig. 4 b, c, d).

VEINE 9.

2 échantillons décrits. De nombreuses cuticules sont visibles dans la partie supérieure de la veine : de 400 à 1 000 microns de longueur. Par contre, de très nombreux débris végétaux à structure conservées sont observables dans la partie inférieure de la veine. Là où le charbon est le plus pur, les rythmes sont bien identifiables. Ils le sont moins bien là où les particules minérales sont en épaisseurs plus grandes, mais dans ces zones se rencontrent le plus fréquemment les cuticules (Pl. XVII, fig. 5 a, b).

VEINE N° 2.

2 échantillons décrits. Dans le charbon de cette veine, il faut remarquer la grande abondance de

débris végétaux à parois cellulaires épaisses dans la partie supérieure, à parois minces dans la partie inférieure. On peut encore voir des cuticules, mais en nombre plus restreint. Les rythmes s'observent, assez réguliers avec une épaisseur de 5 à 10 microns, et assez souvent perturbés par des fragments végétaux de petites dimensions que les filets de matière minérale semblent contourner après compaction de l'ensemble de la masse (Pl. XVII, fig. 6 a, b).

VEINE O.

3 échantillons décrits. Dans la partie supérieure et à la base de la veine, de très nombreuses structures végétales à parois minces, irrégulièrement écrasées à la suite de la compaction, donnent une fausse allure d'accumulation rythmée : car s'il y a stratification apparente, les alignements de substances minérales sont fréquemment interrompus par des anastomoses des filets charbonneux représentant ce qui reste des parois végétales.

Des débris végétaux à structures mieux conservées sont cependant observables, avec des lumières cellulaires remplies de substances minérales de teinte beige. On peut aussi observer des cuticules noyées dans les zones où la substance minérale domine, mais plus ou moins bien stratifiée : en ces points, nous ne sommes plus en présence de structures végétales aplaties.

Par contre, dans la partie médiane de la veine, la rythmicité du dépôt domine à nouveau, ne montrant plus que de très rares débris végétaux volumineux, à structures conservées. On peut voir aussi une bande de 1,5 mm d'épaisseur constituée par du charbon pur, où il est très difficile, avec les moyens utilisés pour faire ces observations, de déceler une rythmicité partout visible ailleurs (Pl. XVII, fig. 7 a, b, c).

VEINE A.

2 échantillons décrits. Dans le sillon supérieur, on voit quelques fragments végétaux à structures conservées, à parois minces et remplissage de substance minérale beige brune. Dans le charbon pur, il existe des bandes de 500 à 1 000 microns d'épaisseur sans rythmes directement observables. On voit encore quelques cuticules de 4 à 500 microns de large, certaines étant dans des bandes où les substances minérales sont abondantes et distribuées en rythmes nombreux où la proportion de charbon est réduite à environ un tiers de la masse. Par contre, dans la partie inférieure de la veine, il y a , à

nouveau, de gros fragments à structures conservées, à parois d'épaisseur moyenne ou faible et des plages de charbon pur où la rythmicité se devine, et des zones où cette rythmicité est bien visible sous l'épaisseur habituelle de 3 à 10 microns (Pl. XVII, fig. 8 a, b).

Les grossissements utilisés et l'examen en lumière réfléchi à sec n'ont pas permis de pousser très loin l'étude des substances minérales.

Il semble que celles-ci soient de deux types : 1° en remplissage de cellules, de teinte beige ou beige brune : on pourrait les assimiler à des carbonates, calcite ou sidérose ; 2° à l'état de matières minérales alignées de façon continue, parfois à travers l'étendue de l'échantillon poli ; la teinte de ces matières est plus claire, blanche ou blancbleuté.

Les alignements sont constitués à certains endroits de points juxtaposés, de la dimension du micron. Il pourrait alors s'agir, soit de particules argileuses du type kaolinite, soit de particules siliceuses, minuscules, quartz par exemple.

L'étude de ces éléments reste à faire, car le but de cette note était de montrer l'organisation stratifiée et rythmée de ces substances minérales.

Conclusions

Du seul point de vue sédimentaire, la description de ces quelques échantillons montre que tout le dépôt du charbon s'est effectué d'une façon rythmée, le rythme élémentaire étant constitué par un feuillet de matière minérale détritique : quartz de dimensions microniques et particules argileuses pouvant se répartir en épaisseurs monoélémentaires, suivi d'un feuillet de matières d'origine phytogène, plus ou moins altérée.

L'épaisseur de ce rythme se traduit par des épaisseurs variables : de 5 à 10 microns pour les rythmes les plus minces, jusqu'à 200 microns pour les rythmes les plus épais. La continuité de tels rythmes peut se poursuivre sur des longueurs supérieures à celles de l'échantillon donnant un rapport : épaisseur/étendue horizontale, supérieur à 1/10 000.

Les débris végétaux qui n'ont pas été altérés entre le moment où ils sont tombés dans l'eau et celui où ils ont été recouverts définitivement forment des amas où on peut parfois trouver des structures conservées, bien qu'elles soient situées à l'intérieur de charbons très évolués M.V. < 5 %. En sections perpendiculaires à la stratification, ces amas montrent qu'au moment du dépôt les couches étaient parallèles entre elles, mais que la disparition de l'eau de constitution des matières végétales les ayant tassées, les limets contournent les débris végétaux qui n'ont pas diminué d'épaisseur : on pourrait ainsi, dans une certaine mesure, évaluer les différences de coefficient de compaction entre charbon et stériles.

Il semble qu'une veine de charbon se soit constituée après transport et dépôt de l'ensemble de ses constituants : qu'elle soit donc allochtone. Ce dépôt se serait effectué dans un bassin de décaantation extrêmement calme avec une eau pratiquement dépourvue de courant et de capacité de transport, et également dépourvue ou presque de charge solide, sauf à de brèves périodes où, par suite d'un changement dans le régime hydrographique, le barrage végétal ait perdu une faible partie de son pouvoir filtrant, ne laissant passer que de très petits éléments détritiques habituellement bloqués en amont de l'apport liquide.

Quelles sont les causes de ces rythmes ? Probablement des différences de régime dans l'apport liquide, mais je pense qu'il est très délicat de parler de rythme saisonnier et d'établir une chronologie absolue à partir de ces rythmes.

Ce qui peut être observé, c'est que la totalité des dépôts du Houiller est rythmée. Seule l'échelle change : de l'ordre de 1/100 de mm pour le rythme à l'intérieur du charbon, elle passe au millimètre ou au demi-millimètre quand nous nous trouvons en présence de schistes fins ; au centimètre quand les schistes micacés se déposent et elle peut atteindre le mètre dans le cas de sédiments détritiques grossiers du type molassique ayant tout balayé sur leur passage pour combler rapidement l'aire d'accumulation.

On peut supposer seulement que dans le temps les durées de formation de tous ces rythmes puissent être voisines et comparables.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUROZ A. (1964). — Les composants pétrographiques principaux des schistes houillers et leur signification sédimentologique. *C.R. Congr. Int. Strat. Houill. Paris*, t. 1, p. 296-297.
- 2) DELATRE Ch., DOLLÉ P., MÉRIAUX E., QUINOT E. (1970). — Examen pétrographique de charbons après exposition dans un four à plasma. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, Série D (6 avril 1970), p. 1753-1755.
- 3) DUPARQUE H. (1933). — Structure microscopique des charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. S.G.N.*, t. XI, p. 170-195, Pl. LVII à LXIV.
- 4) MÉRIAUX E. (1969). — Contribution à l'étude pétrologique des Houilles du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Min. Belg.*, avril-mai 1969, p. 11-13.

* * *

EXPLICATION DES PLANCHES

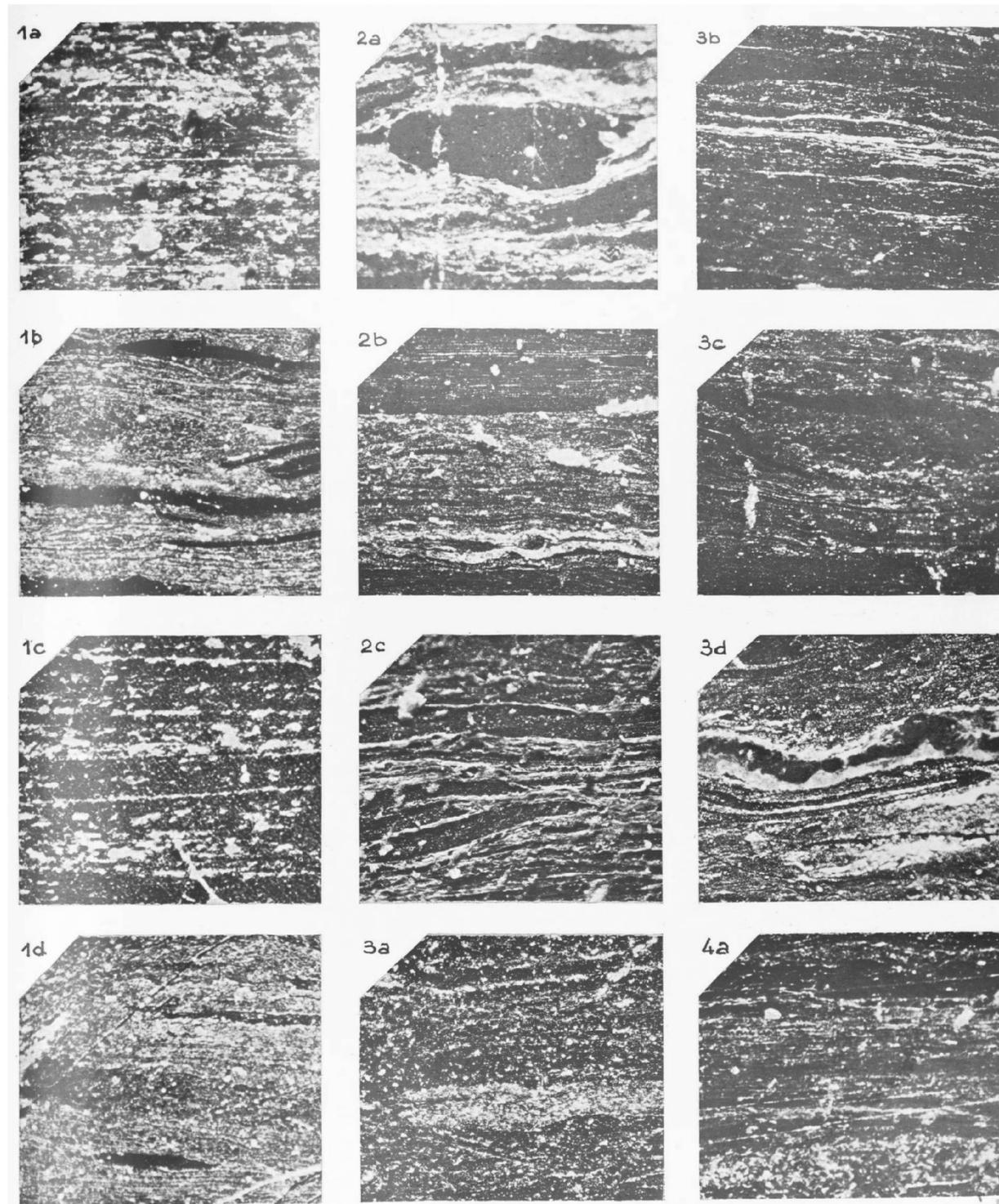
Toutes les photographies sont prises au grossissement 75. Lumière réfléchiée - Lumière non polarisée.
Matières minérales en blanc - Charbon en noir.

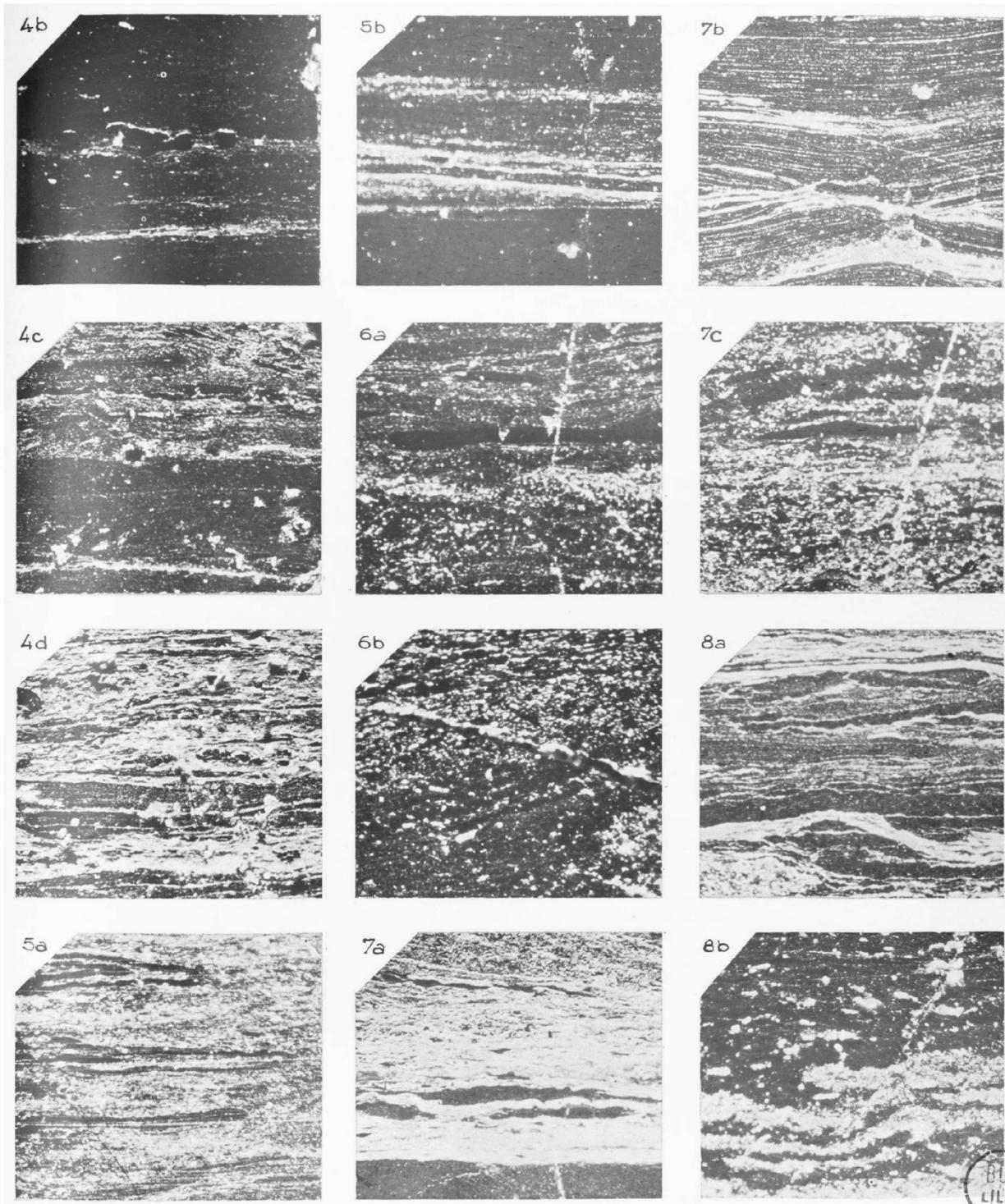
PLANCHE XVI

- FIG. 1. — Veine Albert.
1a - Partie supérieure.
Alignements de matières minérales et de matière charbonneuse en partie masquées par les stries de polissage et un début de cokéfaction du charbon.
1b - Partie moyenne.
Alignements de matières minérales et débris végétaux.
1c - Partie moyenne.
1d - Partie inférieure.
- FIG. 2. — Veine Saint-Jacques.
2a - Partie supérieure.
Gros débris végétaux contournés par les alignements de particules minérales.
2b - Partie moyenne.
Alternance à peu près régulière de matières minérales et de charbon.
2c - Partie inférieure.
Débris végétaux alignés plus épais.
- FIG. 3. — Veine Saint-Guy.
3a - Partie supérieure.
Mélange de deux constituants. Les alignements sont à peine discernables.
3b - Partie moyenne.
Alignements réguliers.
3c - Partie moyenne.
Gros fragments charbonneux, irrégularités dues aux tassements internes.
3d - Partie inférieure.
Cuticules noyées dans les parties les plus minéralisées.
- FIG. 4. — Grande Veine.
4a - Partie supérieure.
Alignements alternés bien conservés.

PLANCHE XVII

- 4b - Grande Veine. Partie moyenne.
Charbon très abondant. Quelques alignements de particules minérales.
4c - Partie moyenne.
Alignements minéraux, charbon abondant. Débris végétaux.
4d - Partie inférieure.
Très abondants alignements minéraux, peu de charbon.
- FIG. 5. — Veine N° 9.
5a - Partie supérieure.
Alignements minéraux. Cuticules.
5b - Partie inférieure.
Alignements réguliers.
- FIG. 6. — Veine N° 2.
6a - Partie supérieure.
Gros débris végétaux, alignements minéraux, cuticules.
6b - Partie inférieure.
Débris végétaux importants à structures partiellement conservées, avec quelques alignements de particules minérales.
- FIG. 7. — Veine O.
7a - Partie supérieure.
Charbon pur surmonté par des alignements de matière minérale légèrement perturbés par compaction.
7b - Partie moyenne.
Alignements légèrement perturbés, en stratification oblique.
7c - Partie inférieure.
Matières minérales, cuticules, débris végétaux.
- FIG. 8. — Veine A.
8a - Partie supérieure.
Alignements légèrement compactés.
8b - Partie inférieure.
Débris végétaux compactés, charbon pur, amas minéraux.





Règles à observer dans la Rédaction et la Présentation des Manuscrits ainsi que dans leur correction (*)

Présentation des manuscrits

Les manuscrits (en double exemplaires) rédigés en termes clairs et précis, doivent être remis dactylographiés à double interligne, sans surcharges, ni ratures et entièrement tapés en caractères ordinaires. Ils comportent au total, au maximum 26 pages de 27 lignes composées chacune de 75 caractères (y compris évidemment les illustrations, les interlignes et les blancs pour détacher les titres). Au delà de cette limite, les frais d'impression sont à la charge de l'auteur, sauf avis contraire du Conseil.

1) TITRE.

En tête se trouve le titre suivi du nom de l'auteur avec, en note infrapaginale, le nom et l'adresse complète de l'Institution ou l'Organisme dont cet auteur fait partie.

2) SOMMAIRE.

Puis vient obligatoirement un sommaire concis qui donne les résultats essentiels du travail. Il est limité à 5% de la longueur de l'article.

Immédiatement en dessous un sommaire de 50 à 200 mots en langue anglaise.

3) TEXTE.

Pour le texte, quelques recommandations :

— L'ensemble du texte est fourni en caractères ordinaires. Seuls les noms destinés à être imprimés en italique doivent être soulignés.

— L'usage de l'italique est presque exclusivement réservé aux noms de fossiles. Le nom spécifique de tout fossile cité (dont l'initiale est en minuscule) doit être suivi du nom de l'auteur qui a créé l'espèce.

— Les noms d'étage prennent une majuscule sauf s'ils sont employés comme adjectifs.

— Les points cardinaux sont indiqués par les symboles N S E et W non suivis de points ; les points intermédiaires sont indiqués par les majuscules juxtaposées sans point, ni tiret (NNE, SSW) ; dans l'indication d'une direction, les points extrêmes sont séparés par un tiret (N-NE, NW-SE).

— Rappelons en ce qui concerne les nombres qu'aucun point ne sépare les tranches de 3 chiffres et que dans l'écriture d'un nombre comportant des décimales, on place la virgule immédiatement entre la partie entière et la partie décimale.

— Les symboles des unités s'écrivent sans point et ne prennent pas la marque du pluriel ; parmi les symboles le plus fréquemment utilisés : mm (millimètre), cm (centimètre), dm (décimètre), m (mètre), km (kilomètre), l (litre), g (gramme), kg (kilogramme), m/s (mètre seconde), μ (micron), mn (minute).

— Par contre, les mots abrégés sont suivis d'un point (s.l. = sensu lato, s. str. = sensu stricto, fig. = figure, p. = page, M. = Monsieur).

— Références bibliographiques.

L'ensemble des références bibliographiques constitue la liste bibliographique qui fait immédiatement suite au texte. Ces références qui seront numérotées alphabétiquement donneront dans l'ordre :

Numéro d'ordre, nom de l'auteur et initiale du prénom, année de parution entre parenthèses, titre complet de l'article. Indications bibliographiques, c'est-à-dire titre du périodique, tome (avec t. = tome ou vol. = volume, suivi éventuellement de fasc. = fascicule), pages (pp. début et fin), planches et figures.

Exemple : 14) LUTZ J. (1933). — Zur Culmflora von Geigen. *Palaeontographica*, vol. LXXVIII, fasc. B, pp. 114-157, Pl. XV-XIX, fig. 8-15.

Dans le texte, il suffira donc d'indiquer les rappels numériques et non plus l'ensemble des noms d'auteurs avec l'année de la publication.

(*) Ces règles ont été adoptées lors de la séance du Conseil de la S.G.N. du 7 Février 1968.

4) ILLUSTRATIONS.

a) *Planches photographiques.*

Les planches photographiques ont une justification maximum de 160 x 215 mm (cadre intérieur). Elles seront numérotées au crayon puisque l'on numérote simultanément l'ensemble des planches photographiques d'un même fascicule. Par contre toutes les indications à l'intérieur du cadre doivent être parfaitement faites car la S.G.N. n'utilise plus que le procédé simili. Autant que possible, les photographies qui composent une planche sont numérotées en chiffres arabes en haut et à gauche tandis que le grossissement est indiqué en bas à droite.

Il est préférable, afin d'obtenir une meilleure reproduction, de fournir des maquettes confectionnées avec des photographies tirées sur papier mat.

b) *Figures dans le texte.*

Les dessins au trait doivent être fournis à l'encre de Chine sur papier bristol ou calque blanc, éventuellement plus grands que les figures définitives (tenant compte alors, pour la grosseur du trait, de la réduction adoptée qui ne doit pas être supérieure à 1/2).

Les figures qui constitueront une page complète ne doivent pas dépasser la justification : 160 x 200 mm (soit rapport $l/L = 4/5$), celles qui n'occuperont pas toute la surface auront une largeur de 80 ou 160 mm.

Les croquis doivent comporter une échelle graphique ainsi qu'un tableau des figurés avec numéros de rappel, mais aucune indication de légende ni de numérotation.

c) *Explication des planches et figures.*

Ces légendes doivent être fournies avec le texte.

— L'explication des planches suit la liste bibliographique. Elle comporte l'ensemble des explications succinctes de chaque figure (Fig. 1.).

— L'ensemble des légendes de figures sera dactylographié sur une même page et non fourni sous forme de feuillets isolés pour chacune des figures. Lors de l'impression, chaque explication est par la suite remise sous les figures correspondantes.

Correction des manuscrits

Les auteurs reçoivent une épreuve de leurs communications, accompagnée de leur manuscrit ainsi que d'un bon à tirer. Aucune correction importante du texte de la part de l'auteur ne peut être envisagée alors. L'ensemble (épreuve corrigée, manuscrit et bon à tirer) doit être renvoyé au Délégué aux publications avant la date limite fixée par ce dernier sur le bon à tirer, faute de quoi les épreuves seront considérées comme acceptées par les auteurs et seules les principales corrections seront faites au Secrétariat.

Tirés à part

Quand une communication comporte des planches, il est indispensable de connaître le nombre de tirés à part désirés au moment même du dépôt des documents. Celui-ci sera donc à indiquer obligatoirement en titre du manuscrit.

Quand il n'y a pas de planches, il suffit d'envoyer le bon de commande de tirés à part en même temps que les épreuves corrigées.



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

1870 - 1970

RAPPORT DES TRAVAUX
DU CENTENAIRE

ANNALES

Tome XC

1970

4^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1970 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. GANTOIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Vice-Présidents</i>	M. A. BEUGNIES M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. J. PAQUET
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. LAVEINE
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. S. LOBOZIAK
<i>Conseillers</i>	M. A. BONTE M ^{me} S. DEFRETIN M. A. DALINVAL M. Ch. DELATTRE M. J. PROUVOST M. J. DERCOURT

Centenaire de la Société Géologique du Nord

27 et 28 Novembre 1970

Comité d'Honneur

M. le Recteur de l'Université de Lille ;
M. le Doyen de la Faculté des Sciences de Lille ;
M. le Recteur de la Faculté Catholique de Lille ;
M. le Doyen M. ROUBAULT, Membre de l'Institut ;
M. J. GOGUEL, Ingénieur Général des Mines, Vice-Président du B.R.G.M. ;
M. CLEREMBAUX, Secrétaire Général de la Communauté urbaine de Lille ;
M. le Professeur G. WATERLOT, Président d'Honneur de la Société Géologique du Nord ;
M. J. GANTOIS, Président de la Société Géologique du Nord.

Les manifestations du Centenaire de la Société Géologique du Nord se sont déroulées les 27 et 28 Novembre 1970, dans les locaux de la Cité Scientifique de Lille à Villeneuve d'Ascq. Elles ont été présidées par M. le Recteur de l'Université de Lille qui a ouvert la séance le vendredi 27 Novembre à 9 h. 30, dans l'Amphithéâtre Gosselet du Bâtiment Enseignement des Sciences Naturelles, en souhaitant la bienvenue aux participants et en assurant la Société de tout l'intérêt qu'il lui porte. L'ordre du jour des travaux étant très chargé, M. le Recteur donne ensuite la parole à M. le Doyen DEFRETN, qui s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

" C'est avec plaisir que le Doyen de la Faculté a accepté d'ouvrir les débats que la Société Géologique du Nord a organisés à l'occasion de son Centenaire. Il en est d'autant plus heureux qu'il fut membre de votre Société un certain nombre d'années et s'il l'a quittée, c'était pour se faire sur-le-champ remplacer par son épouse, notoirement plus qualifiée que lui dans les domaines de la Géologie.

Mais, puisque la parole lui est donnée aujourd'hui, vous lui permettrez de se pencher sur l'origine, sur le passé et sur l'évolution de la Société, pour en tirer quelques enseignements et formuler quelques idées prospectives.

Votre Président d'Honneur, M. le Professeur G. WATERLOT, dans un exposé des motifs de la célébration de ce Centenaire, a déjà dressé un court historique dont je retiendrai l'essentiel.

Conçue en 1870 par Jules GOSSELET, elle a débuté avec 11 membres fondateurs dont l'objectif initial fut l'étude géologique du Nord, chacun ayant son secteur. Rapidement, elle prenait de l'essor, elle comptait déjà 136 membres dix ans après ; il faut dire que s'y rassemblaient non seulement des universitaires, mais aussi des géologues amateurs fort éclairés d'ailleurs, apportant leur contribution.

C'est ainsi, lorsque l'on a la curiosité de consulter la liste de vos Présidents, que l'on peut noter, entre 1870 et 1914 : un employé des Douanes, un Chef de Division à la Préfecture, un Greffier Chef de la Cour d'Appel.

Mais cette liste révèle aussi les grands noms de la géologie lilloise et régionale, Professeurs, Ingénieurs des Mines, Spécialistes de sondages, etc... Vous me permettrez de n'en relever que quelques-uns parmi les plus éminents : GOSSELET, BARROIS, DOUXAMI, Mgr DELÉPINE, PRUVOST, Paul BERTRAND, DUPARQUE, DION, M^{lle} LE MAÎTRE, Ch. DEPAPE, sans oublier les Professeurs actuellement en service, dont votre Président d'Honneur, M. Gérard WATERLOT, ainsi que les géologues professionnels du corps des Mines, M. BOUROZ, Chef du Service géologique des Mines et votre Président actuel, M. GANTOIS, Spécialiste de sondages. Vous m'excuserez de m'en tenir à cette énumération.

Sous la conduite de ses Présidents, la Société a poursuivi son essor et elle compte près de 400 membres actuellement. Son renom se mesure aussi à la qualité de ses Membres et à son rayonnement à l'étranger : 8 bibliothèques, 5 Chambres de Commerce, 12 Ecoles, Instituts, Laboratoires, 15 Entreprises Industrielles, 51 Géologues étrangers appartiennent à la Société et l'on relève 33 noms parmi nos amis belges.

Ce rayonnement, votre Société le doit aussi à ses publications. Les Annales de la Société Géologique du Nord comportent 90 tomes puisqu'il y eut des interruptions pendant les deux guerres mondiales, et il s'y ajoute 14 mémoires originaux extrêmement recherchés puisque épuisés pour la plupart. Les échanges qu'elle poursuit avec le Monde entier, lui ont permis de constituer une bibliothèque qui, après celle de la Société Géologique de France, est la plus importante de France. Depuis l'implantation de la Faculté à Annappes, grâce à l'accueil bienveillant de M^{me} le Conservateur de la Bibliothèque Universitaire, celle-ci se trouve en dépôt dans les rayonnages de notre Bibliothèque Universitaire où elle occupe 2,500 km de rayonnages.

Mais je ne voudrais pas vous importuner plus longtemps par des chiffres qui expriment néanmoins le rôle majeur de votre Société.

Qu'il me soit maintenant permis de brosser un rapide tableau de son œuvre passée et de ses perspectives d'avenir. Réflexions toutes personnelles certes, mais empreintes des suggestions fournies par un examen des faits et par l'évolution des Sciences de la Nature.

Sans doute parmi les Géologues, beaucoup contestent la classification d'Auguste COMTE et considèrent que les Sciences de la Terre doivent être dissociées des Sciences dites Naturelles. Cela me paraît une opinion valable pour l'avenir ; il n'empêche que la Science Géologique a subi dans le passé les mêmes mutations que les autres Sciences de la Nature.

En effet, au siècle dernier, à l'époque ou fut fondée votre Société, les naturalistes en général rassemblaient des connaissances nouvelles, constituaient des collections, je n'en veux pour preuve que le passage du Cabinet d'Histoire Naturelle des Siècles antérieurs aux collections de plus en

plus complètes des Musées. C'est ainsi qu'en Biologie, à côté des disciplines anatomiques, morphologiques et autres, une part importante était donc accordée à la Systématique, c'est-à-dire à la classification des espèces, à leur nomenclature.

Il en fut de même en Géologie, et votre Société naissante s'est particulièrement préoccupée de rassembler les connaissances stratigraphiques sur notre région en même temps que se poursuivait l'étude paléontologique et minéralogique des couches étudiées.

Ces travaux se sont matérialisés dans les publications des Annales et dans la célèbre Esquisse Géologique du Nord de la France, rédigée par GOSSELET, mais aussi par les importantes collections paléontologiques rassemblées au Musée Gosselet. Ces travaux, menés en liaison avec les responsables du Bassin Houiller, conduisaient à la connaissance de sa structure et l'on peut affirmer que toute l'Histoire du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais se trouve consignée dans vos Annales.

La période moderne s'est traduite par une nouvelle mutation dans les sciences biologiques ; à côté de la Zoologie descriptive et systématique sont apparues des disciplines nouvelles, la plupart expérimentales : Endocrinologie, Cytochimie, Biochimie, Microscopie électronique, qui ont éclairé d'un jour nouveau nos connaissances sur la substance vivante, tandis qu'à la Systématique se superposait l'Ecologie permettant de situer les espèces dans leur milieu.

Peut-être le Biologiste que je suis se leurre, mais il lui semble bien que la Géologie a fait l'objet d'une mutation comparable.

Faut-il rappeler le développement considérable des études tectoniques, l'apport des techniques physiques et chimiques dans la connaissance des roches, dans la détermination de leur âge, et j'en passe.

Pour importants que soient ces résultats, ils ont conduit, comme dans les Sciences Biologiques, à une véritable spécialisation des chercheurs, à une divergence des disciplines tandis que s'estompait souvent les vues d'ensemble.

Dans les circonstances présentes, une nouvelle mutation s'impose, l'accélération du rythme des travaux, la spécialisation de plus en plus poussée, de plus en plus étroite, pourrait-on ajouter, des axes de recherches qui parfois s'ignorent les uns les autres ne semblent pas les voies valables d'un véritable progrès scientifique.

L'heure n'est plus aux francs-tireurs, mais aux équipes organisées dont les individus, œuvrant avec leurs techniques propres, confrontent leurs résultats et convergent vers un objectif commun.

Sans doute (et je reprendrai à nouveau une comparaison biologique) l'étude ultrastructurale de la cellule au microscope électronique a conduit à des observations nouvelles mais ce n'est qu'un mode nouveau de description qui aura ses limites. En revanche, si ces résultats sont confrontés avec des études biochimiques et des recherches biophysiques au sein d'une même équipe, il deviendra possible de connaître plus utilement le rôle des constituants d'un type cellulaire déterminé, sa physiologie, son métabolisme et de faire ainsi progresser la connaissance de la substance vivante.

Il en va de même pour les Sciences de la Terre. Les travaux, conduits isolément par les paléontologistes, les minéralogistes, les stratigraphes, les tectoniciens et les géophysiciens, ne seront

que d'un intérêt réduit s'ils ne sont pas motivés par un objectif commun, réalisé en étroite collaboration pour aboutir à une œuvre d'ensemble.

Et pourtant, que de problèmes se posent encore.

Voici quelque quarante ans, s'affrontaient la théorie des ponts continentaux et l'hypothèse formulée par WEGENER de la Dérive des Continents fondée sur des données paléontologiques et morphologiques ; faute de preuve valable, la théorie de WEGENER demeurait cependant une séduisante vue de l'esprit. Mais voici que l'exploration des océans à des fins strictement scientifiques apporte la preuve qui manquait, celle de l'expansion des océans, expliquant par ailleurs les mouvements de l'écorce terrestre.

Il a donc fallu que l'Exploration océanographique, la Géophysique, les mesures de magnétisme, et j'en passe, soient associées à la Géologie traditionnelle pour apporter une solution à un problème majeur.

Mais je m'en voudrais d'abuser plus longtemps d'un temps qui doit surtout être réservé à vos travaux.

Je désire seulement, par ces quelques réflexions que l'on peut se permettre après une quarantaine d'années de vie universitaire, souhaiter que, comme au temps jadis à l'époque où GOSSELET fondait sa Société, se constitue sous votre égide un groupe cette fois pluridisciplinaire à la mesure du temps présent, où seraient associés géologues "sensu stricto", géotechniciens, paléontologistes, minéralogistes, géophysiciens, géochimistes etc... en vue de résoudre des problèmes qui restent toujours posés.

Dans le contexte actuel de l'évolution scientifique, il me semble que s'engager dans une telle voie serait bénéfique.

A ce souhait, que je formule comme une hypothèse de travail futur, je joins plus concrètement mes vœux pour que le Centenaire de votre Société soit l'occasion d'une amicale rencontre de Géologues sans doute mais surtout l'objet d'une fructueuse et enrichissante confrontation de vos travaux".

Puis M. J. GANTOIS, Président de la Société Géologique du Nord pour 1970, donne la Présidence à M. le Doyen R. MARLIÈRE, qui dirige les Colloques de la matinée du vendredi 27 novembre.

L'après-midi de ce jour sera consacrée à la géologie de la Méditerranée, sous la présidence de M. le Professeur DURAND-DELGA.

M. GOGUEL, Ingénieur Général des Mines, présidera les Colloques du samedi matin 28 novembre.

Géologie du bassin de Mons et du Hainaut : Un siècle d'histoire

par René MARLIÈRE (*)

Sommaire. — La première partie expose les opinions successivement exprimées pour expliquer la localisation et les particularités géologiques du bassin crétacé de Mons : fixité des formes du socle ; vallée fluviale ; vallée glaciaire ; enfin mobilité discontinue ou continue liée à la subsidence depuis le Crétacé jusqu'aux temps récents. Il apparaît que l'histoire des temps carbonifères impose de faire appel, en outre, à des antécédents hercyniens.

La seconde partie retrace sommairement les événements géologiques du Wealdien à l'Eocène, en insistant sur les acquisitions nouvelles ; c'est l'occasion de souligner les précisions à rechercher dans la stratigraphie du Cénomaniens, du Turonien et du Dano-Montien.

Summary. — The first part states the opinions successively expressed to explain the localization and the geological characteristics of the cretaceous basin of Mons : fixity of the forms of the base ; fluvial valley ; glacial valley ; discontinuous or continuous mobility in connection with the subsidence since the Cretaceous up to recent times. It appears that the history of carboniferous times necessitates, moreover, an appeal to hercynian antecedents.

The second part briefly recalls the geological events from the Wealdian to the Eocene with stress laid on the new acquisitions ; it is an opportunity to emphasize the precise details to be sought for in the stratigraphy of the Cenomanian, the Turonian and the Dano-Montian.

A l'occasion de ses cent années d'existence, la *Société géologique du Nord* a voulu souligner des attaches séculaires avec les géologues du bassin de Mons, ses voisins les plus proches. Il est vrai que Jules Gosselet, Charles Barrois, Pierre Pruvost... autant qu'ils se tournaient vers le Boulonnais ou autres régions du Nord de la France, rencontraient avec le même intérêt géologique Alphonse Briart, François-Léopold Cornet, Jules Cornet, œuvrant de l'autre côté de la frontière ; ils tenaient en commun les actes de l'histoire crétacée entre l'Artois et l'Ardenne.

Nous ne citerons pas les contemporains ; dans une amitié réciproque comme par la force des choses, ils suivent la même ligne.

En Hainaut, l'attention se concentre sur le bassin de Mons proprement dit (45 km en territoire belge) plutôt que sur son prolongement français (15 km de la frontière à Raismes) ou son annexe méridionale (dans l'axe Bavay-Feignies-Grand Reng) moins connue, reliée au bassin de Paris dès le Cénomaniens (39).

Il est à cela plusieurs raisons :

a) Tout au long du bord nord et du bord sud du bassin de Mons, les affleurements sont nombreux ; des extractions à ciel ouvert (argiles réfractaires, craies, meulière, sables et graviers, argiles à poteries...) y ont entretenu des coupes géologiques d'un grand intérêt ; s'y ajoutent les tranchées pour les voies de communication (chemin de fer, canaux, autoroutes) ; chercheurs et étudiants y trouvent l'occasion de récoltes fructueuses.

b) Au centre d'ennoyage du bassin, les craies phosphatées, les tuffeaux dano-montiens, les sables

(*) Professeur à la Faculté polytechnique de Mons (Belgique).

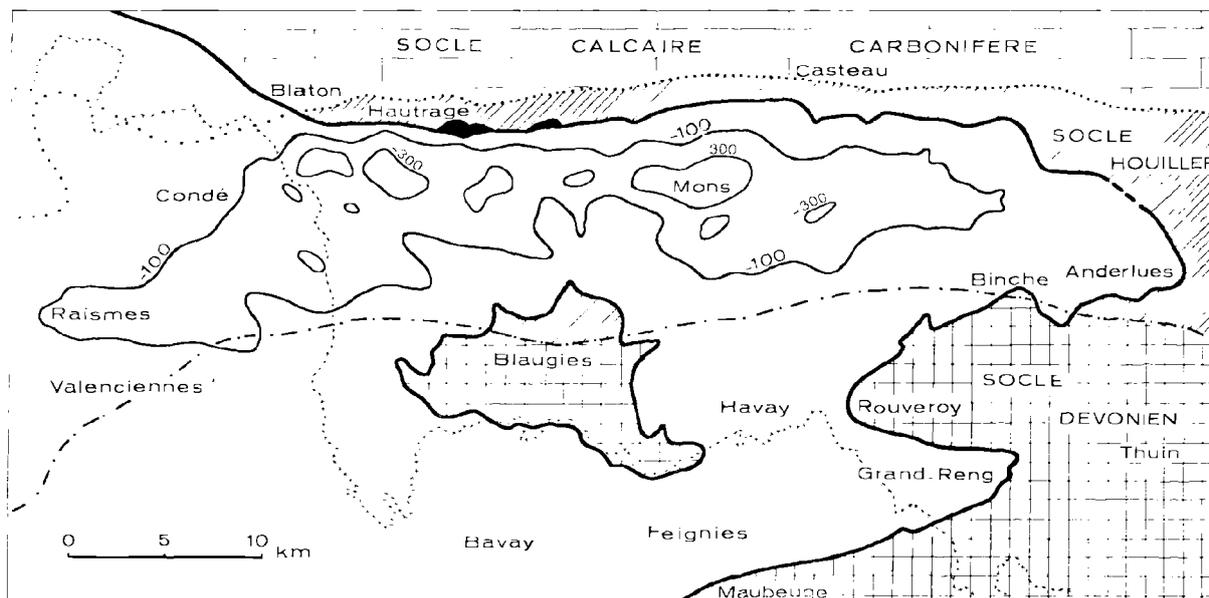


FIG. 1. — *Physionomie d'ensemble du Bassin de Mons proprement dit et de son annexe méridionale, séparés par le "Massif de Blaugies".*

Les contours actuels du Bassin crétacé correspondent aux limites d'érosion du Turonien, mis à part les affleurements localisés du Wealdien (Hautrage).

La forme générale du fond du bassin crétacé est représentée par l'isohypse — 100, fermée à ses extrémités, à Raismes comme à Anderlues. Toutes les courbes tracées à l'intérieur de l'isohypse — 100 sont à la cote — 300 et donnent ainsi une image des zones les plus profondes. Le point le plus bas est proche de — 400.

et grès paniséliens forment les témoins parfaitement accessibles de formations totalement inconnues ailleurs en Hainaut.

c) A ces privilèges s'ajoute un facteur géographique hautement pondérable, la ville de Mons jouissant d'une position favorable dans la région houillère et crétacée ; de ce fait, non seulement le creusement des puits de mines y a été suivi avec une constante attention, mais aussi les sondages de reconnaissance y ont été étudiés patiemment, fussent-ils réalisés dans des conditions techniques les moins heureuses (y compris les "cuttings" recueillis par injection) ; à ce prix s'acquiert la documentation sur la nature et la structure du sous-sol. Ingénieurs des mines, mineurs par profession, sans jamais cesser d'exercer leur art difficile dans l'industrie, Alphonse Briart et François-Léopold Cornet ont scientifiquement établi les bases de la géologie régionale, très peu de temps avant que naquit la Société géologique du Nord, et cela à une cadence qui appelle l'admiration :

1865 : Découverte d'un calcaire grossier avec faune tertiaire, ou calcaire de Mons.

1866 : Description minéralogique, paléontologique et géologique du terrain crétacé de la province de Hainaut.

1867 : Description minéralogique et stratigraphique de l'étage inférieur du terrain crétacé du Hainaut, notre "Wealdien".

1868 : Description minéralogique, géologique et paléontologique de la Meule de Bracquegnies (Albien).

1870 : Division de la Craie blanche en quatre assises.

d) Enfin l'étude patiente des sédiments et des structures, inlassablement poursuivie en France par Jules Gosselet, en Belgique par Jules Cornet, nous met en possession d'une impressionnante somme d'informations dont on aurait peine à trouver l'équivalent en densité. Chaque jour, et en équipes, nous nous efforçons d'ajouter à la connaissance tout ce qui concerne le Crétacé, le Danien, le Montien, l'Eocène inférieur, les déformations, les déplacements de la subsidence, la paléontologie stratigraphique et la micropaléontologie, la sédimentologie, les minéraux argileux..., sans oublier la morphologie et les aspects utilitaires (eaux souterraines, industries extractives, aménagement du territoire). Comme il fut durant un siècle, la géologie du

bassin de Mons élaire et soutient l'histoire des temps crétaés et tertiaires du Hainaut français et belge, coupés par une frontière politique heureusement perméable aux échanges des hommes, des moyens, des informations et de toutes les tendances complémentaires et conjuguées. Ici et là s'impose une vue sur le passé et un regard vers l'avenir.

Tel sera le thème de cet exposé. Aussi bien serait-il vain de prétendre traiter ici de l'état actuel des connaissances, même d'une façon sommaire. Mieux est, pensons-nous, d'insister sur une certaine évolution des idées au cours du siècle dernier. Après quoi, on peut tenter une mise au point synthétique des acquisitions et poser les problèmes de l'avenir tout proche.

I. — UN SIECLE DE TATONNEMENTS ET DE PROGRES

Si périlleuse soit la tentative de présenter "en raccourci" ce que fut l'évolution d'une science géologique en continues approches, nous nous attacherons pourtant à en dégager les démarches hésitantes en fonction de la somme croissante des données et des conceptions. On verra combien tenaces ont été les idées reçues (vallée initiale, d'origine fluviale ou glaciaire), alors même que la notion de mobilité prenait place graduellement, pour s'imposer enfin.

1) La fixité.

Très tôt reconnus par d'Omalius d'Halloy (1808, 1828) comme « formant une espèce de golfe qui » s'avance le long de la Haine jusqu'au-delà de « Binche », nos terrains de craie n'ont pas immédiatement frappé les observateurs par leur structure propre, et la notion de "bassin" ne s'est pas imposée dès l'abord (sauf, occasionnellement, dans une acception purement géographique).

Dans le laps de temps 1826-1851, le creusement des puits de mines a fait comprendre aux mineurs et géologues ce que sont les dénivellations des couches crétaées, et ainsi ont mis en évidence la forme générale de bassin synclinal. Mettant à profit les observations éparses de Poirier Saint-Brice (1826), de du Souich (1839), le Vicomte d'Archiac reconnaît alors « une disposition originelle due à des reliefs préexistants » : à propos de la couche

caillouteuse connue des mineurs sous le nom de "tourtia", dont la signification stratigraphique échappait totalement, « on conçoit, écrit-il, que les » irrégularités du socle ancien qu'elle recouvre » l'ont fait atteindre à des profondeurs assez différentes ». Telle est, dans l'« Histoire des progrès de la géologie » (1851, pp. 174 et 186), la première explication donnée à notre bassin crétaé du Hainaut.

A peu de choses près, la même idée se retrouve dans A. Toillicz (1858, p. 11) : « une *profonde* » vallée a notamment été creusée dans la bande » houillère dont l'érosion avait, sans doute, été » déterminée par le relèvement des bords de cette » bande et par celui des terrains plus anciens qui » leur sont parallèles », allusion aux roches dures ou résistantes du Calcaire carbonifère d'une part, aux grès dévoniens du Sud d'autre part, qui eussent alors formé les versants de l'ancienne vallée.

La connaissance fort sommaire de la stratigraphie régionale ne fait nulle place à l'idée d'une possible déformation. On trouvera très tard, jusque dans le vocabulaire de Jules Gosselet (paléocreux, paléocollines), le rôle prêté aux érosions pré-crétaciques.

Ni Auguste Drapiez (1823), ni d'Omalius d'Halloy (1828), ni même André Dumont (*ante* 1857) ne se sont prononcés sur les conditions génétiques particulières au "Golfe de Mons".

2) Où apparaît la mobilité : « ...vallée d'érosion fluviale ultérieurement affaissée et déformée » (Cornet F.L. et Briart A., 1863, paru 1866).

Dans l'œuvre magistrale d'Alphonse Briart et de François-Léopold Cornet, la "Description minéralogique, paléontologique et géologique du terrain crétaé de la Province de Hainaut" (1863, paru 1866) tient assurément une place de choix.

Les auteurs n'y abandonnent pas volontiers le rôle fondamental de l'érosion ayant creusé "une vallée" dont le thalweg passe de +118 (Anderlues) à -270 (Sud d'Harchies), selon ce qu'ils en connaissent. « Le terrain crétaé, écrivent-ils, s'y » est déposé dans un profond ravin que des érosions, postérieures à la formation carbonifère, » ont creusé dans le terrain houiller... » (5, p. 6).

Certes, les couches lacustres et fluviales du premier étage (= "Aachénien" ou Wealdien) font penser à une vallée primitive ou à une aire dépri-

mée ; elles sont les témoins incontestés d'une période continentale de plus ou moins longue durée ; il en subsiste d'indubitables " reliefs fossiles " (chevaux, laes), mais à des emplacements strictement limités qui ne permettent pas d'étendre à l'ensemble de la dépression sous-crétacée les caractères d'une surface d'érosion continentale.

Par des coupes géologiques soignées, par la recherche des agencements structuraux, en délimitant les extensions et les épaisseurs..., Briart et F.L. Cornet ont découvert qu'ils ne pouvaient trouver d'explication hors du mouvement :

— d'une part, mobilité de caractère épirogénique. « Il a fallu un abaissement considérable du » sol pour faire recouvrir les argiles et sables » aachéniens (wealdiens) par les eaux de la mer » qui ont déposé près de 200 m d'épaisseur de » sédiments appartenant au second étage » (p. 28) ;

— d'autre part, déformation puisque les dépôts wealdiens gisent appliqués au flanc septentrional, en position perchée ; c'est que « depuis le dépôt » de l'étage, un soulèvement, au moins, a affecté » le relief du bord septentrional du bassin primaire qui renferme le terrain crétacé » (p. 37).

Nous mesurons aujourd'hui combien de telles notions pouvaient être fécondes ; mais comment, ayant trouvé la bonne voie, Briart et F.L. Cornet ont-ils pu conserver intacte la vision d'un thalweg ancien qui occuperait encore aujourd'hui la position initiale ? Comme si la mobilité n'en eût pas altéré les formes ?

On croit découvrir une répulsion à abandonner trop tôt une image trop ancrée.

3) Toujours la mobilité, continue ou discontinue, qui ne porte pas encore son véritable nom (Jules Cornet, 1904 à 1928).

En géographe, lors d'études sur l'évolution des rivières belges, Jules Cornet pressent (non sans réminiscences) que si aucun cours d'eau ne coupe l'actuel sillon Sambre-Meuse, c'est que « le plissement du sol primaire qui a donné lieu au » bassin dévono-carbonifère de Namur... semble » s'être manifesté jusque dans les temps tertiaires » et même à des époques plus récentes encore » (8).

Incontestablement, il enchaîne sur ce que lui ont appris ses illustres devanciers ; le thème retiendra ses pensées jusqu'en 1928, avec des fortunes diverses.

a) LA PARENTHÈSE DE L'ORIGINE GLACIAIRE (J. Cornet, 1899 à 1922).

A l'occasion d'une excursion de la Société belge de Géologie à Stamburges et environs (1899, paru 1902), Jules Cornet confiait son embarras. En effet, le fond du bassin crétacé a fait l'objet de plusieurs représentations cartographiques déjà (Arnould, 1877 ; Potier, 1877 ; Gosselet, 1881) et il apparaît que les courbes isohypses du socle ne s'ouvrent pas vers l'Ouest comme le feraient celles d'une vallée fluviale ; elles s'y ferment et dessinent plutôt *un lac* entre Anderlues et Valenciennes (Olry, 1886). « Peut-on admettre, écrit J. Cornet, que l'on a une » vallée fluviale, dont la forme a été considérablement modifiée par des mouvements du sol ? C'est » possible, mais ce qui est certain, c'est que cette » vallée présente avec les *vallées d'érosion glaciaire* (*) qui constituent les bassins des lacs des » Alpes, des analogies frappantes de forme » (7, p. 142).

L'idée fait lentement son chemin ; Gosselet accepte l'hypothèse " sous toute réserve " (1904), mais tout aussitôt, Cornet en revendique la paternité (1904, p. M 384) ; en 1909, il devient catégoriquement affirmatif :

« ...La vallée en question a la forme d'une » *lingotière* (*) et non celle d'une *gouttière* (*). » Ce n'est donc pas une ancienne vallée fluviale, » comme on le croit généralement... On ne peut » expliquer que par l'action des glaciers, le creusement de la grande vallée primaire qui remplit » le terrain crétacé en Hainaut » (9, p. 94 et p. 264).

Tels sont les seuls fondements de l'origine glaciaire... rejetée par J. Cornet lui-même en 1922, en faveur d'une autre théorie : « Après avoir songé » à en expliquer l'origine (il s'agit de " la vallée ") » par l'érosion glaciaire, nous sommes arrivés aujourd'hui à y appliquer la théorie appliquée par » M. Albert Heim pour le lac de Zurich et les » autres lacs du même type » (10).

En fait, on cherche vainement les dépôts glaciaires du fond du bassin ; on ne trouve pas les conditions climatiques et altimétriques favorables aux extensions glaciaires durant le Permien (?) ou le Trias (?) ou le Jurassique (?) : et comment attacher tant d'importance à la forme actuelle, laquelle résulte d'une surface déformée tout au long de son histoire... jusque dans les temps tertiaires et même à des époques plus récentes encore ?

(*) Souligné dans le texte original.

Fermons donc la parenthèse malheureuse de l'origine glaciaire, à la date de 1922.

b) DIASTROPHISMES ET MOUVEMENTS POSTHUMES, *décomposés en multiples phases* (J. Cornet, 1920 à 1928).

On aura compris déjà, je pense, combien Jules Cornet, scrupuleusement respectueux des faits, était aussi un intuitif : n'est-ce pas l'intuition du géographe qui l'a conduit à voir la mobilité du sillon Sambre-Meuse, et l'a d'ailleurs si heureusement orienté ? Tout en recherchant les faits et les preuves, il a besoin d'une théorie sous-jacente.

L'idée c'est, en 1922, la théorie introduite par Albert Heim en 1891, et dont Cornet s'empare : les lacs bordiers des Alpes (et autres fjords ou fossés périphériques) pourraient avoir été engendrés par des affaissements postérieurs à la phase terminale des poussées orogéniques. Sans une allusion explicite à un effet isostatique (il s'agit pourtant de cela) les phases tectogènes ayant engendré plis et chevauchements seraient suivies d'affaissements sous l'effet du poids (c'est donc bien isostatique) qui peuvent se poursuivre durant plusieurs périodes et entretenir des bassins sédimentaires marginaux à la chaîne où s'accumulent de puissantes séries.

On voit tout le parti à tirer de ce concept, par transposition au bassin de Mons ; Armand Renier y adhère ouvertement : « le bassin de la Haine est » une façon de Jura ou de sillon rhodanien » (46, p. 136 *infra*).

Avec sagesse, on cesse de s'interroger sur les causes profondes, insaisissables. Mieux est de concentrer l'effort sur l'étude des structures afin de dégager une distribution chronologique. Quant au rôle si souvent prêté à l'érosion continentale (fluviale ou glaciaire), il faut en effacer le souvenir jusque dans le vocabulaire, s'il prête à la moindre équivoque : à « vallée crétacique », à « vallée sous-crétacique », Jules Cornet substitue « dépression sous-crétacique du Hainaut », « car son « but », » affirme-t-il, est précisément de démontrer que » cette longue dépression, accidentée de cuves, de » seuils, etc, n'est pas une vallée (terme qui porte » à admettre le rôle dominant de l'érosion dans la » genèse de la dépression), mais qu'elle est de » nature diastrophique » (11, p. 91).

Les déformations de la couverture crétacée (abusivement dénommées « plissements »), les tracés du « relief » du socle paléozoïque complétés en

1921-1923, l'étude des relations avec les plis dans le Houiller... vont faire penser à une reviviscence des plis du socle, mouvements posthumes de divers âges entrevus dès 1920. Jules Cornet trouvera les ultimes inspirations au contact de Hans Stille ; que l'on en juge à ce qu'il écrivait en 1928 (12) :

« Les régions de l'Europe calédonienne et de » l'Europe hercynienne étrangères aux chaînes » alpines n'ont pas été complètement exemptes de » phénomènes orogéniques pendant les temps secondaires et tertiaires. Ces régions ont été l'objet » dans l'Europe centrale et occidentale, sous l'influence des tensions orogéniques alpidiennes, de » dislocations faibles, modérées ou plus ou moins » prononcées qui intéressent la charpente primaire » et les recouvrements mésozoïques et cénozoïques. » Ces dislocations extra-alpines contemporaines des » mouvements orogéniques alpidiens sont, dans » l'Europe du nord-ouest, les mouvements « saxoniens » de H. Stille.

» Ceux des mouvements alpidiens qui sont » antérieurs au Crétacique correspondent aux mouvements « cimmériens » d'E. Suess. On y distingue une période qui s'intercale entre le Triasique et le Jurassique (période « éocimmérienne ») et une seconde période, comprise entre le Jurassique et le Crétacique (période « néocimmérienne »). Dans les temps crétaciques, H. Stille distingue les mouvements orogéniques qui se sont produits vers l'Albien supérieur (plissements « austriens ») et vers le Sénonien inférieur (plissements « subharziens »). A la limite entre le Crétacique et l'Eocène se placent les mouvements « laramiens » ; entre l'Eocène et l'Oligocène les mouvements « pyrénéens » ; puis, dans les temps miocènes et pliocènes et jusqu'au Pléistocène, on peut distinguer dans les pays alpins une série de phases orogéniques qui ont eu parfois leurs échos dans nos régions hercyniennes.

» Le bassin de Mons constitue, pour une partie » des mouvements saxoniens, un champ d'étude » particulièrement favorable. On y trouve, reposant dans des conditions très spéciales sur un sol primaire disloqué par les plissements hercyniens, une nombreuse série d'assises crétaciques et éocènes, série entrecoupée de fréquentes discordances dues à des régressions suivies de transgressions de la mer, c'est-à-dire à des mouvements épirogéniques d'élévation et d'abaissement. Ces terrains crétaciques et tertiaires présentent des plissements nets quoique peu prononcés et des fractures avec rejet ; l'âge de ces dislocations

» semble s'échelonner depuis une date reculée des temps secondaires jusqu'à une époque récente.

» Nous allons montrer, en résumant d'une façon concise l'histoire du bassin de Mons, avec quelle netteté et quelle fidélité les mouvements épirogéniques et orogéniques y ont été enregistrés. Nous montrerons en même temps que certains de ces mouvements semblent, du moins jusqu'à présent, spéciaux aux terrains du Golfe de Mons ».

Jules Cornet énumère ensuite une longue suite de mouvements épirogéniques (traduits par des transgressions marines) et de mouvements orogéniques (exprimés par des régressions ou des émerSIONS), des "plissements nets" et des "fractures avec rejet"... et s'il ne parvient pas à les faire coïncider avec l'une des multiples phases du vocabulaire de H. Stille, il crée pour eux une nomenclature de complément : mouvements "malogniens", mouvements "sparnaciens"...

Présentée comme formant "écho" aux pulsations orogéniques alpidiennes, l'histoire du bassin de Mons nous paraît entachée de plusieurs défauts, même si le canevas est acceptable en ce qu'il indique les indices de mobilité :

1) Les rythmes orogénèse-épirogénèse qui scandent le mouvement sont trop systématiques ; le nombre et la durée des émerSIONS sont exagérés ; la décomposition du jeu des failles en mouvements alternatifs ou répétés paraissent complication bien inutile et fragile.

Nous préférons nous exprimer aujourd'hui avec plus de nuance (et de vérité), à la façon de M. J. Goguel (19, p. 314) : « Ce qui est certain, c'est » que l'étude approfondie d'une région limitée ne » confirme pas l'hypothèse de phases tectoniques » discontinues. L'analyse fine des déformations, » que permet de réaliser l'étude des sédiments » (contemporains) donne bien plutôt l'impression » d'une déformation à peu près continue ; cela ne » veut pas dire que la vitesse de cette déformation » ait été constante ; il a pu y avoir des paroxysmes, » mais une analyse détaillée en multiplie le » nombre ; ce qui apparaissait en première approximation comme une phase unique peut ainsi se » diviser en une série de saccades, qui ne représentent sans doute que des maxima relatifs, » entre lesquels les mouvements n'avaient jamais » cessé ».

2) Que la mobilité du bassin de Mons durant le Crétacé et l'Eocène (au moins) soit contemporaine des mouvements "alpidiens", c'est évident, les saccades coïncidant ou non dans le temps ; mais ce n'est pas suffisant : n'a-t-elle pas des antécédents hereyniens ?

4) Image actuelle : mobilité depuis l'Hereynien.

On ne peut rejeter en bloc aucune des explications ou théories ou synthèses proposées ; chacune apporte une part de vérité (sauf l'aventure glaciaire). Localement subsistent effectivement des vestiges de reliefs fossiles et de vallées fluviales ou torrentielles, échantillons de "reliefs préexistants". Lorsque J. Cornet assimilait le bassin de Mons à un "géosynclinal" dans le sens le plus large de ce terme, on peut penser qu'il exagérât... mais c'est assurément parce qu'il lui manquait un mot que nous avons tous au bord des lèvres : la subsidence (*). Lorsqu'il y décomposait les temps crétaciques et tertiaires en un elapotis de diastrophismes, il péchait encore par excès, mais l'"abrégé" ne pouvait pas recueillir toutes les nuances de sa pensée.

Actuellement, tout nous pousse, aussi loin qu'il soit possible de remonter dans le temps, à rechercher les antécédents hereyniens du bassin de Mons.

Avant même toute déformation proprement orogénique, et peut-être dès le Tournaisien si l'on accepte les isopaques dessinées par A. Mortelmans et P. Bourguignon (43) a pu s'amorcer un "golfe hennuyer" occupant l'axe Namur - Mons - Valenciennes où les dépôts atteignent des épaisseurs de 65 m (dans l'Est) à 250 m (dans l'Ouest). L'aire de sédimentation maxima aurait été bordée, au Sud, par une zone de hauts fonds, la "crête hennuyère". Il y a beaucoup d'indéterminations dans le tracé des courbes isopaques, car les faits sont trop dispersés ; néanmoins nos confrères écrivent : « on » peut voir, dans ce golfe hennuyer, la première » ébauche du bassin de Namur » (p. 286). S'il en est ainsi, nous ajouterions volontiers... et du bassin de Mons.

Quoi qu'il en soit réellement de la physionomie des fonds dinantiens, les plus fortes épaisseurs en Namurien (400 à 600 m) sont réalisées à proximité

(*) Jules Cornet semble n'avoir pas connu ce terme et ne l'a certainement jamais utilisé dans ses écrits. Il est vrai que c'est en 1930 (deux ans trop tard !) que Pierre Pruvost en a rappelé l'usage.

de la frontière franco-belge. En outre, le Massif du Borinage comporte 2 600 m en Houiller productif (du Westphalien A au Westphalien C), puissance inégalée dans nos bassins houillers (il faut aller en Westphalie pour trouver davantage). On objecte aisément que le massif du Borinage a été déplacé du Sud vers le Nord et qu'il est peu rationnel de tirer argument de sa puissance. C'est vrai, mais dans le Comble Nord (autochtone) le seul Westphalien A atteint dans le Nord et le Couchant de Mons une puissance double de ce qu'elle est dans le Pas-de-Calais.

La chaîne hercynienne, après toutes les dislocations subies, est elle-même profondément ennoyée dans le Hainaut occidental (par la zone houillère), qui a encore le privilège de conserver ce que nous appelons les "massifs de recouvrement" (Massif de Boussu, Massif de Saint-Symphorien) en fronts de nappes ou flanes inverses de nappes, authentiques "Klippes" serties en recouvrement du Houiller et totalement ou presque totalement éclipsées sous le Crétacé.

Tout se passe donc comme si, dès le Tournaisien ou le Namurien, au moins, puis au cours de l'orogénèse hercynienne précoce et tardive, l'emplacement du futur bassin de Mons s'annonçait. C'est aussi en fonction de ces lointains antécédents qu'il convient, me semble-t-il, de penser aux facteurs génétiques.

Rien ne nous est conservé des temps permotriassiques et jurassiques. La longue émergence qui a suivi la surrection hercynienne a permis les altérations multiples des roches primaires (ferruginisation, décoloration des phanites, décalcification) ; les actions mécaniques ont transfiguré les reliefs en créant et accentuant les ravinelements, ménageant des étendues lacustres...

Héritière de l'hercynien, s'implante alors la première figure saisissable du bassin crétacé : une partie ou un bras d'un vaste complexe fluviolacustre aux multiples tentacules, dont sont témoins les sables et graviers de Thieu, les argiles d'Hautrage, les sables du "Torrent d'Anzin", les Iguanodons de Bernissart...

Dans une mobilité entretenue, se poursuit alors l'histoire propre du bassin de Mons, tour à tour immergé puis émergé, ou parcouru de hauts-fonds lessivés par les courants sous-marins, tandis que les déplacements des zones en subsidence régissent la distribution des épaisseurs et des faciès, la préservation ou l'érosion des dépôts. Tout cela ne

va pas sans déformations souples et ruptures par failles ou décrochements, et s'achève (mais est-ce vraiment la fin ?) par l'étalement des alluvions de la Haine inférieure et du moyen Escaut dans une large vallée qui semble avoir été remplie sans jamais avoir été creusée.

Quant à l'énigme des profondeurs : les investigations géophysiques des 20 dernières années soulignent le caractère singulier du synclinorium de Namur jusque dans le tréfond ; mais on n'en sait guère davantage.

Les anomalies de Bouguer (pesanteur) accusent un fort gradient au flanc nord du synclinorium de Namur, passant de + 10 mgal (Soignies) à - 10 mgal (Mons, et il en est ainsi jusqu'à Lens, dans le Pas-de-Calais ; des déficits de masse sont également reconnus plus localement à Valenciennes et à l'Ouest de Mons.

L'hypothèse par laquelle on réduirait à leurs plus petites valeurs les anomalies de la pesanteur correspond à une épaisseur de l'écorce de 60 km sous l'Ardenne, de 20 km dans le nord et l'ouest de la Belgique ; après réduction, la carte des anomalies isostatiques ainsi obtenue (L. Jones, 1955) fait apparaître entre les blocs, une bande intermédiaire particulièrement étroite entre Charleroi et Condé où se réalise le passage de 60 km à 20 km. M. L. Jones conclut : « l'existence de ces » "blocs" jointifs d'épaisseurs différentes, reposant, flottant en quelque sorte sur le magma vis-

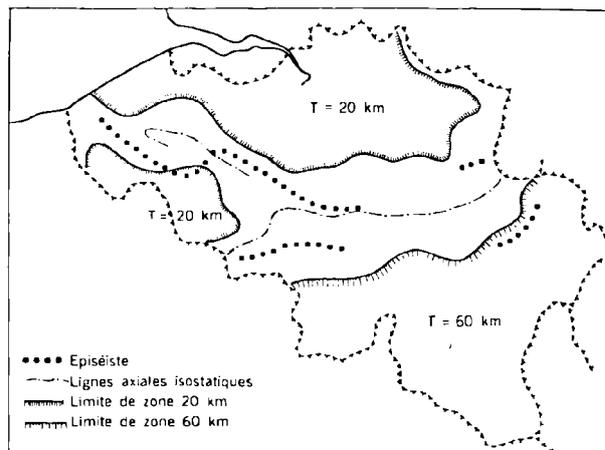


FIG. 2 — Carte des zones isostatiques probables. Tracé schématique des zones isostatiques probables ou possibles en territoire belge, établi par correction des anomalies (L. Jones, 1955, Atlas de Belgique. Pesanteur).

» queux, doit laisser supposer la tendance vers un
» équilibre hydrostatique sur une même surface
» de compensation : il doit en résulter des mouve-
» ments verticaux de subsidence pour les épaisseurs
» faibles et de surrection pour les épaisseurs fortes ;
» ce que tendent à confirmer les résultats des
» nivellements ».

Dans une telle optique, le sillon houiller de Haine-Sambre-Meuse occuperait une position charnière, et la mobilité démontrée par l'histoire du bassin de Mons y serait encore actuelle, ce qui n'est pas pour déplaire.

II. — SYNTHÈSE DES ACQUISITIONS RECENTES. QUESTIONS A RESOUDRE

Dans le Hainaut, les plus importantes découvertes paléontologiques et la mise en place d'une stratigraphie rattachée à la nomenclature internationale datent de la fin du siècle dernier. Depuis ce temps, les géologues ont apporté beaucoup de précisions, ont recherché des définitions plus strictes ou plus complètes, ont parfois proposé un langage nouveau qu'ils espéraient plus clair ou plus expressif. Ils voulaient ainsi mieux comprendre et mieux se faire comprendre ; peut-être n'ont-ils fait que "polir" l'œuvre fondamentale, ce qui n'est offensant pour aucun.

La mise en œuvre de moyens nouveaux (en sédimentologie, micropaléontologie, palynologie, diffraction X) et le renforcement des cadres de chercheurs scientifiques donnent l'espoir de perfectionner, plutôt que de transformer. Il reste beaucoup à faire dans cette voie, en pleine connaissance de l'acquis et de ses faiblesses. En géologie surtout, la connaissance générale ne peut se parfaire sans les contributions régionales et nos chercheurs trouveront encore en Hainaut la satisfaction de légitimes aspirations.

Je me donne ici pour objectif de faire sommairement "le point" ; ensuite, en insistant sur les progrès récemment réalisés, il sera possible de dégager en même temps les lumières et les ombres.

1) Brève esquisse d'ensemble.

L'histoire du bassin crétacé de Mons commence avec celle des lacs et marais wealdiens, des torrents et des rivières dévalant du Brabant, dont les

apports ont été piégés comme on le voit à Hautrage et à Thieu. Dans le même temps, les Iguanodonts de Bernissart broutaient leur pâture en lisière des marais (déjà les Pays-Bas du Hainaut) et s'y enlisaient à jamais... jusqu'en 1878, avant le transport des dépouilles au Musée royal d'histoire naturelle.

A l'époque albienne, les invasions marines mettront à leur avantage la dépression hennuyère et y pénétreront de l'Ouest vers l'Est, jusqu'au-delà de Braquegnies ("Meule" albienne de Braquegnies) ; ce ne sont pas les argiles du Gault qui vont inaugurer les séries marines de "la grande transgression du Crétacé" ; il n'est ici que cailloux, graviers, sables grossiers ou fins... et les faunes marines de l'Ouest du bassin (Lamellibranches abondants, Gastéropodes, Brachiopodes, quelques Ammonites, beaucoup de Spongiaires) ne trouvent pas dans l'Est les conditions d'un épanouissement normal ; elles y sont réduites en genres et plusieurs formes sont frappées de nanisme en cours de développement.

Cette première transgression albienne a laissé plus de 180 m de dépôts grossièrement arénacés à l'entrée occidentale (Bernissart, Pommerœul, Harchies). Précaire, elle a été suivie d'un retrait prononcé.

Au cours du Cénomaniens inférieur, les eaux marines sont revenues des étendues anglo-parisiennes, plus envahissantes cette fois, plus propres aussi, encore que très chargées près des côtes escarpées ; s'y plaquent le "Tourtia de Tournai" à *Schloenbachia varians*, le "Sarrazin de Bettrechies"... qui jalonnent approximativement le rivage. Depuis Bavay s'amorce aussi un golfe en direction de l'Est : par le passage de Feignies s'ébauche ainsi une voie d'accès supplémentaire vers le bassin de Mons.

Un nouveau recul se manifeste après le premier assaut cénomaniens. On en situe les effets jusqu'aux environs de Valenciennes.

Puis ce sera, graduellement et en continuité réelle ou apparente, l'occupation totale par une nouvelle transgression commencée vers le milieu du Cénomaniens, poursuivie sans hiatus durant le Turoniens. Alors, noyés sous les "Dièves" puis sous les "Craies à cornus" (ou Rabots), le Hainaut et le bassin de Mons perdent toute individualité.

A la fin des temps turoniens, un court épisode encore imparfaitement délimité fait que la grande transgression crétacée marque un temps d'arrêt ;

Bassin de Mons : résumé stratigraphique

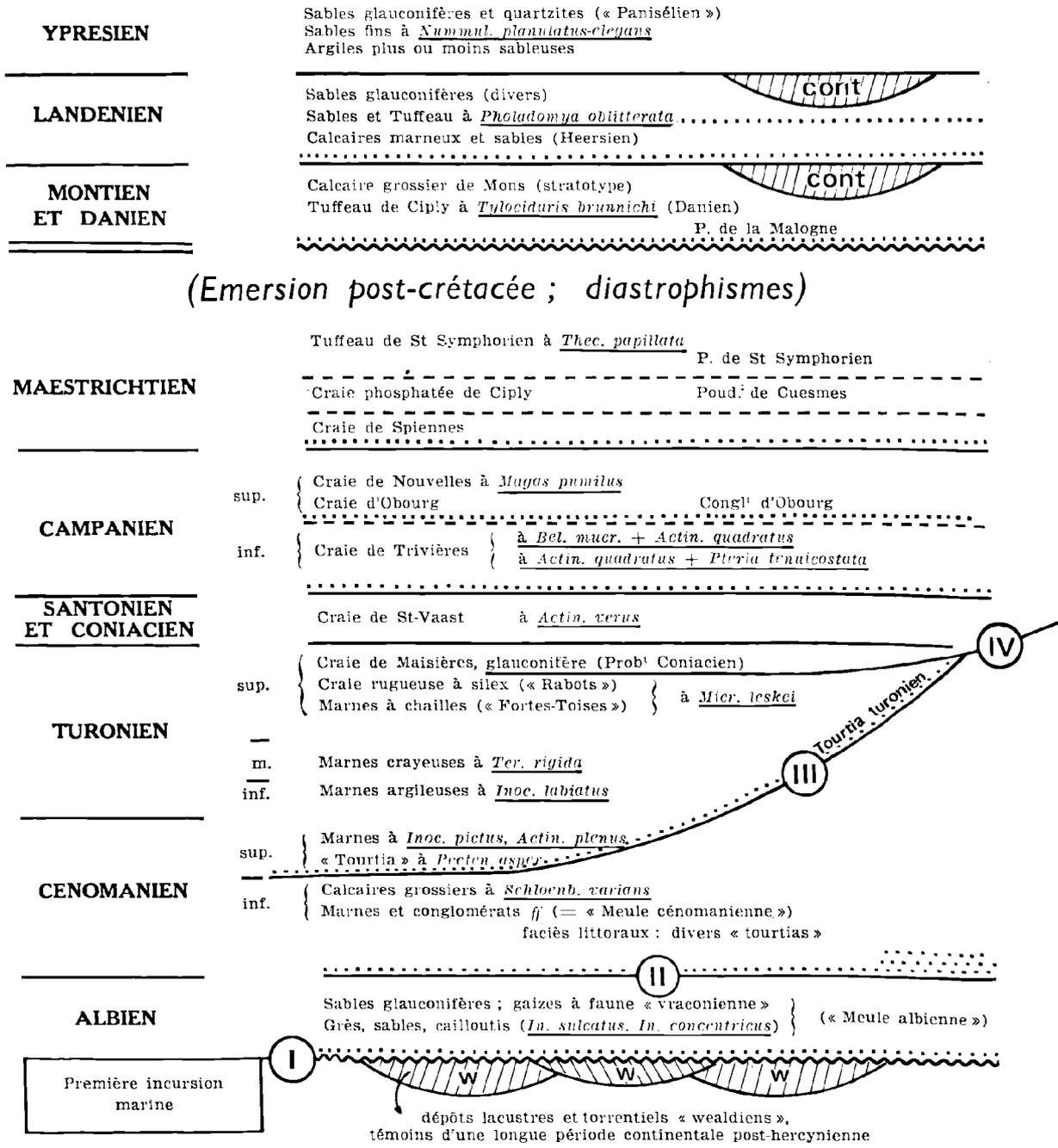


Tableau de l'ensemble des formations crétacées et éocènes, sous les dénominations régionales.

- A noter : a) les épisodes successifs de la grande transgression du Crétacé (I à IV) ;
b) l'émersion post-crétacée liée à des diastrophismes (failles radiales nombreuses, discordances) ;
c) les faciès continentaux infra-crétacés (Wealdien) puis montiens et landéniens.

alors se forment quelques bancs durcis ou noduleux (le "tun") ; ou bien, en Belgique au moins, les Rabots sont taraudés sur les hauts-fonds (17).

L'impressionnante série des craies, du Coniacien au Maestrichtien, s'étalera largement sur la vieille Ardenne ; la période crétacée prendra fin avec "la grande mort" des Bélemnites, Ammonites, Inocérames, Mosasaures... par une activité exacerbée et une émergence générale au cours de laquelle les assises de craie seront largement démantelées, sauf au cœur du bassin de Mons, qui eut le privilège de conserver au maximum les assises maestrichtiennes.

Favorisée par un retour à la subsidence, la mer danienne ensevelira les champs de fracture, inaugurant ainsi l'histoire tertiaire par une discordance des structures, des sédiments et des faunes : c'est l'épisode dano-montien, avec ses ultimes calcaires, bientôt suivi par le va-et-vient des mers éocènes entre le Nord et le Sud, en passant par Mons comme la subsidence l'impose.

Quant à la forme hysométrique du socle paléozoïque, bien improprement appelée "Relief du socle paléozoïque", elle n'est pas une figure ancienne de "paléocreux" et de "paléocollines" qu'auraient moulés les sédiments ultérieurs ; elle est *grosso modo* la résultante de multiples actions en subsidence, surajoutées les unes aux autres, qui ont créé ou entretenu des "cuves" (par subsidences cumulées) et des "scuils" (par défaut ou déficit de subsidence). Dans l'ensemble, le fond du bassin apparaît comme une "auge bosselée", rendue complexe par les multiples événements dont elle condense les effets.

2) L'époque wealdienne.

La longue période continentale post-hercynienne a laissé des complexes de sédiments lacustres (Hautrage) et fluvio-torrentiels (Thieu) ou des remplissages de poches ; nous ne parvenons pas à y reconnaître un ordre stratigraphique, ni même des âges précis. Les restes végétaux flottés et épars (cônes de pins et *Taxodium* récemment révisés par Harris et par K.L. Alvin) de même que les pollens et spores (A. Delcourt et G. Sprumont ; J. Levet-Carette) n'infirmant pas un âge crétacé inférieur, éventuellement Valanginien - Hauterivien (Carpentier), ou un peu plus récent pour la flore de Bernissart et de Vieux-Condé. L'évolution lente du monde végétal dans la période qui couvre le Jurassique supérieur et l'infra-Crétacé ne laisse pas

l'espoir de plus de précision. Des prélèvements systématiques et la recherche d'ostracodes permettraient peut-être de reconnaître un jour des représentants jurassiques, que l'on n'a pas encore décelés.

Faute de mieux, nous nous accommodons de certaines imprécisions persistantes, et les efforts tendent à reconstituer certains aspects de "reliefs fossiles", remarquables pour le chenal torrentiel de Thieu et pour le lac d'Hautrage (35). Aucune trace d'influence marine ou lagunaire n'est aperçue. Il n'en serait pas de même dans le Wealdien de Féron-Glageon, où un plancton marin à Hystriosphères a été récemment mis en évidence (15).

La fraction argileuse étudiée par M. Millot (41), puis par MM. Godfriaux et Robaszynski (1970), se révèle constituée par moitié de Kaolinite, le reste en Illite, Vermiculite, Montmorillonite et interstratifiés de ces derniers.

3) Albien.

Dans le Hainaut, la transgression crétacée débute à l'Albien moyen. Tandis que des marnes glauconifères à cailloutis sont sporadiques dans le sous-sol de la région de Valenciennes, des accumulations puissantes (jusqu'à 180 m) détritiques et variées s'étendent beaucoup plus largement dans le bassin

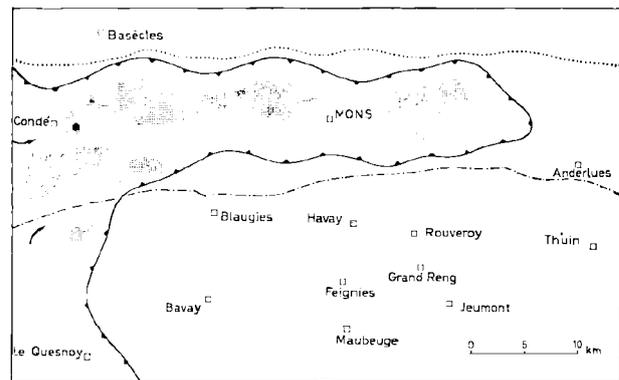


FIG. 3. — Albien.

Extension actuelle des dépôts albiens dans le sous-sol hennuyer ; courbe-enveloppe de ces dépôts figurant approximativement les rivages albiens. A noter que le seul accès du bassin de Paris vers Mons correspond à la seule région de Condé. (Cliché aimablement communiqué par l'Académie royale de Belgique).

(*) Par une confusion ou par erreur, M. Moorkens signale à tort de l'Albien dans le Tournaisien (42, p. 436).

de Mons : le " grès vert " des mineurs français, la " Meule " (pro parte) en Belgique (*).

La zone houillère s'est ainsi trouvée couverte par une sorte de fjord fermé à l'Est. Les faunes marines, très pauvres à l'Albien moyen, deviennent abondantes dans les couches supérieures bien datées par les Ammonites dans l'Ouest du bassin (Albien supérieur, ou Vraconien) ; mais ni les Brachiopodes, ni les Céphalopodes n'auront la possibilité d'accéder et de se développer au fond oriental du fjord (Braquegnies) où la population est pauvre, presque exclusivement formée de Gastéropodes et Lamellibranches parfois frappés de nanisme.

Par une progression laborieuse (et précaire) les premières vagues marines ont vigoureusement dépassé les croûtes laissées par l'altération continentale, jusqu'au socle rocheux, et en ont incorporé les restes (phitanites décolorés et oxydés surtout) à leurs nouveaux dépôts.

La période albienne s'est terminée par un recul prononcé du rivage, ressenti jusque dans le Pas-de-Calais (16, 34).

Ni les conditions de gisement, ni la nature des sédiments ne permettent encore une stratigraphie plus élaborée que celle qui a été établie aux puits d'Harchies (33) ; la récolte de foraminifères et d'ostracodes n'est pas à espérer, sauf éventuellement dans quelques rares lits marneux isolés ; la stratigraphie reste ici bien rudimentaire.

4) Cénomaniens.

En deux temps successifs, la mer est revenue en Hainaut, transgressant les dépôts wealdiens et albiens, puis gagnant le socle hercynien sur les flancs du bassin, le Tournaisis, la Thiérache...

C'est pourtant encore et toujours dans la zone axiale du bassin de Mons que l'on trouve les sédiments les plus épais, les plus complets, les plus représentatifs. On risque de prendre la partie pour le tout en jugeant du Cénomaniens en Hainaut par les seules formations des bordures (Tournai, Autreppe, Bettrechies) ; elles y sont réduites, incomplètes, à cause de l'arrivée tardive des transgressions. Pour être valable, l'analyse stratigraphique doit englober les séries de référence situées à l'écart des zones de bordure, donc dans les profondeurs des " morts terrains " qui couvrent le bassin houiller ; cela nous laisse placé sous la dépendance des recherches industrielles, mais le fait n'est pas nouveau.

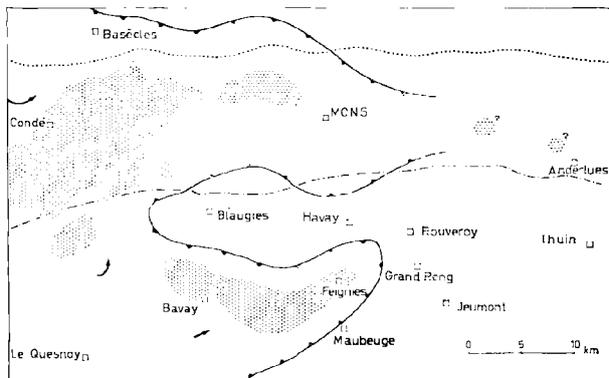


FIG. 4. — Cénomaniens.

Extension actuelle de l'Assise de Bernissart (Cénomaniens inférieur) ; courbe-enveloppe figurant approximativement les rivages éocénomaniens : le passage de Feignies est amorcé sous l'aspect d'un golfe qui tend à isoler la presqu'île de Blaugies.

Ensuite, lors de la transgression cenomano-turonienne, les mers couvriront graduellement tout l'espace représenté ; les contours du bassin crétacé de la fig. 1 correspondent à ce qu'a préservé l'érosion. (Cliché aimablement communiqué par l'Académie royale de Belgique).

Notre Cénomaniens comporte deux séries sédimentaires successives, l'une essentiellement organoclastique (la première), l'autre marneuse (la deuxième). Les faunes (Ammonites, Inocérames) y sont différentes et permettent de définir deux assises par leur contenu en macrofaunes, par les sédiments, par l'extension des dépôts, par les limites inférieures et supérieures de chacune d'elles : l'Assise de Bernissart (la première), l'Assise de Saint-Aybert (la deuxième). Ces deux assises correspondent à deux phases transgressives successives, séparées par une faible régression avec ravinements, érosions et remaniements. Telle est la signification établie en 1936 et qui, pour le Hainaut, s'est trouvée traduite par " Cénomaniens inférieur " et " Cénomaniens supérieur ", sans que cela implique l'arrivée des eaux marines dès l'aube du Cénomaniens ; de même, la régression intermédiaire doit se manifester par quelque lacune, dont nous ne sommes pas en mesure de définir l'ampleur.

Il convenait, je pense, d'insister sur le sens donné aux dénominations en vigueur, pour dissiper toute équivoque.

Dans le mouvement qui anime aujourd'hui micropaléontologistes et stratigraphes, bien des problèmes se posent à propos du Cénomaniens : l'étage est mal défini à sa base (Vraconien), mal défini à son sommet (le niveau à *Actinocamax plenus*) en

dépôt de conventions régionales ; on voit introduire un "Cénomaniens moyen" dont la définition n'est pas codifiée ; on voit encore, selon le taxon choisi, décomposer l'âge cénomaniens en huit zones d'ammonites (Spath, 1926) groupées en deux grands ensembles (Mantelliceratian et Acanthoceratian), ou en cinq ou six zones (Collignon, 1959 ; Wiedman, 1959 ; G. Thomel, 1962), voire en seize (G. Thome, 1969), ou reconnaître trois épisodes successifs à Rudistes (J. Philip, 1967) ou encore des associations diverses de Foraminifères (Sigal, 1967 ; Porthault, 1967, paru 1969) dont la distribution dans le temps ne coïncide pas nécessairement avec celle des céphalopodes. L'utilisation de faunozones monotaxonomiques fait nécessairement apparaître des écarts, les transformations des divers groupes animaux n'obéissant pas aux mêmes impulsions. Les divergences qui en résultent nécessitent la confrontation des échelles et des conventions sur les subdivisions à adopter.

Quoiqu'il en soit des raffinements recherchés, les géologues s'accroissent pourtant d'une division binaire dans le Cénomaniens : en Angleterre (*varians* zone et *subglobosus* zone), dans le Sud-Est de la France (depuis Ch. Jacobs, 1907, jusqu'aux cartes géologiques récentes). Cela suffit à la représentation cartographique et aux reconstitutions paléogéographiques (33, 47), mais ne prononce évidemment pas la condamnation de toute tentative à mieux faire.

La rareté et le mauvais état de fossilisation des Ammonites dans le Cénomaniens du Hainaut n'ont pas permis des corrélations très satisfaisantes avec d'autres régions. Nous pourrions sans doute y tendre, sinon y parvenir, par le truchement des associations de Foraminifères et prenant appui sur des séries où les Foraminifères et les Ammonites coexistent : serait-ce le Boulonnais ? Ou bien s'appuierait-on sur les minutieuses études effectuées dans le SE de la France ?

De telles recherches ont été amorcées par T.L. Moorkens dans une étude sur « Quelques Globotruncanidae et Rotaliporidae du Cénomaniens, Turonien et Coniacien de la Belgique » (1967, paru 1969) ; le bassin de Mons y tient la plus grande place. En ce qui concerne le Cénomaniens, la microfaune apporte incontestablement des résultats, mais les matériaux mis en œuvre sont insuffisants pour donner une idée complète des assises du Hainaut. Ce n'est sans doute là qu'une ébauche, à compléter ; néanmoins, dans ce sens le Cénomaniens (et le Turonien) du Hainaut doivent faire l'objet de

recherches nouvelles, mettant en œuvre les microfaunes (Foraminifères, Ostracodes, notamment), sans négliger ces Mollusques sur lesquels on jette volontiers le discrédit (Lamellibranches, Gastéropodes) ; ils jouissent d'une faculté d'adaptation, d'une "plasticité écologique", qui leur permet de jouer le rôle de faunes satellites des Ammonites et de se manifester là même où celles-ci n'auraient pas trouvé les possibilités de développement. Par exemple, sans en retirer de conclusion stratigraphique valable, j'ai été vivement intéressé en voyant récemment dans le ravin de La Faux (Basses-Alpes), au beau milieu d'une série continue marnocalcaire (zone IV, selon G. Thomel), un banc très glauconifère, parcouru de terriers, couvert par des marnes glauconifères à *Pecten asper* de grande taille, réplique faciologique exacte de notre "Tourtia de Mons" à *Pecten asper*. La zone V, à *Inoceramus pictus* vient au-dessus, comme à Saint-Aybert, en dépit de tout ce qui peut séparer les provinces.

Pour les géologues du Nord de la France, il est urgent de saisir les ultimes occasions de forages au travers des "morts terrains" du bassin houiller, afin d'y recueillir systématiquement des séries complètes, qui devraient permettre un "inventaire micropaléontologique". Le Crétacé régional y prendrait un regain d'intérêt pour tous.

5) Turonien.

Le Turonien fait figure de parent pauvre dans nos régions. Nous en sommes réduits aux appellations "Dièves vertes", "Bleues", "Grisées", sous lesquelles les mineurs ont nommé les assises et que J. Gosselet avait adoptées "pour simplifier le langage" (20, p. 16), mais sans croire lui-même à la valeur stratigraphique des couleurs (!). Comme il n'existe pas de démarcation bien nette entre les Dièves vertes et le Cénomaniens (Dièves rouges, jaunes, blanches) les mineurs ont une grande tendance à les réunir, explique encore Gosselet, par une nouvelle simplification du langage.

Le bassin de Mons a aussi ses "Dièves" (inférieures, moyennes, supérieures) étagées du Cénomaniens au Turonien, accusant d'importantes variations latérales vers l'Est.

L'imbroglie est tel que l'on ne sait plus à quels critères et à quel vocabulaire on doit faire confiance. Pour ajouter à la confusion, on qualifie fréquemment soit cénomaniennes, soit turoniennes, soit "marnes à *Inoceramus labiatus*"... des couches dans lesquelles aucune faune ou microfaune n'a

été ni trouvée, ni recherchée. Tout cela n'est pas compatible avec la précision stratigraphique souhaitable pour l'histoire géologique des bassins.

On est encore en droit de s'interroger sur la confiance à accorder aux guides traditionnels : l'*Inoceramus labiatus*, Turonien inférieur, serait Turonien moyen dans le Boulonnais, selon Destombes et Sornay ; la *Terebratulina rigida* se rencontre chez nous dès le Turonien inférieur et jusque dans la Craie de Maisières (Coniacien), en bien plus grande abondance dans les marnes dites à *labiatus* que dans les marnes crayeuses réputées du Turonien moyen. On se prend alors à douter de ce qu'elle vaut.

La véritable question n'est pas de savoir s'il existe une démarcation précise des assises (ce qui paraît douteux), ni si une éventuelle démarcation se place quelques mètres plus haut ou plus bas, ni encore d'espérer des subdivisions plus étroites dans le Turonien ; elle réside aujourd'hui dans la recherche d'un langage stratigraphique scientifiquement fondé, ce qui devrait permettre les comparaisons et les corrélations dans un entendement retrouvé. Le problème a été parfaitement posé par J. Polvêche, en 1960, grâce à la collaboration éclairée des Houillères nationales du Nord et du Pas-de-Calais, ce qui a permis au géologue et micropaléontologiste (J. Magné) de confronter leurs interprétations ; ce dernier marque une tendance nette à rajeunir les assises, une partie du Turonien moyen devenant Turonien supérieur, le Turonien inférieur passant en majeure partie dans l'assise moyenne. Ces études n'ont pas été poursuivies, et le malaise persiste. Comme pour le Cénomaniens provençal évoqué plus haut, nous retrouvons ici les inconvénients des divisions stratigraphiques monotaxonomiques qui ne s'accordent pas l'une à l'autre, ce qui impose un choix. Lequel ?

Cela dit, la longue stagnation dans l'emploi d'une nomenclature complaisamment simplifiée (mais obscure) ne doit pas faire oublier les résultats obtenus, si imparfaits ou provisoires puissent-ils être :

a) En 1924, René Dehée a reconnu à Vicoigne (fosse Ewbank), puis à Douchy (fosse Boca), la faune à *Inoceramus pictus* dans la partie inférieure des dièves (dès lors cénomaniennes, en suivant Woods), et il a fait choix d'un marqueur écologique à *Anomia papyracea* commode pour séparer le Cénomaniens du Turonien dans la suite monotone des Dièves. Les mêmes faunes ont été retrouvées dans le bassin de Mons, à plusieurs reprises, en

Belgique et en France, ce qui a donné sa justification à l'Assise de Saint-Aybert (32), premier terme de la transgression cénomano-turonienne en Hainaut.

b) En 1961, J. Magné et J. Polvêche ont abordé l'irritante question de l'âge cénomaniens ou turonien de la zone dite à *Actinocamax plenus*, question revue encore par R.P.S. Jefferies (24) pour le Bassin anglo-parisien, et qui devrait pouvoir faire aujourd'hui l'objet d'un accord (éventuellement en faveur du Turonien inférieur, ce qui ne changerait rien à la transgression cénomano-turonienne en Hainaut).

c) Tout récemment, T.L. Moorkens a reconnu une microfaune coniacienne dans la Craie de Maisières rangée dans le Nervien, dès 1892, c'est-à-dire dans le Turonien supérieur, sans que l'on n'ait jamais trouvé depuis un argument pour changer l'accolade. Dans le même temps, I. Godfriaux (17) confirmait la présence de la microfaune coniacienne et insistait sur les aspects sédimentologiques des contacts : l'un, franc et par perforations, souligne une démarcation entre la Craie de Maisières et les Rabots ; l'autre, graduel entre la Craie de Maisières et la craie blanche sus-jacente. Ces observations conjointes éclairent d'un jour nouveau l'image que l'on pouvait se faire des événements aux confins du Turonien et du Coniacien : pas de lacune du Coniacien dans le bassin de Mons (*contra* Leriche), pas d'émersion (*contra* J. Cornet) mais un simple arrêt de sédimentation immédiatement suivi d'une reprise sur place avec la Craie de Maisières devenue coniacienne, inaugurant la puissante série des craies blanches. Ainsi s'affirme l'explication de la " Meule ", du " Tun ", que proposait J. Gosselet en 1904 (20, p. 19) et que le Professeur A. Bonte met très judicieusement en relation avec la déformation ou les oscillations du fond de la mer : « Ces oscillations, dont Cayeux » ne précisait pas l'origine, pourraient être dues » simplement aux déformations de la couverture » sous l'action des ruptures du socle qui se mani- » festaient de façon continue ou par saccades. » Une brusque surrection du fond, au cours du » Turonien supérieur, pourrait ainsi expliquer les » faciès particuliers de la craie à cette époque. Par » ailleurs, la localisation de la déformation com- » manderait la répartition de ces faciès dans l'es- » pace : au voisinage de la zone en surrection, une » érosion sous-marine intense entraîne la forma- » tion de craies noduleuses, conglomératiques et » phosphatées ; de part et d'autre prennent nais- » sance des sédiments de même type mais plus fins,

» comme la meule ou la craie grise phosphatée et
» glauconieuse ; et latéralement on passe au faciès
» crayeux à peu près normal, tout au plus marqué
» par la présence de glauconie » (2, p. 161).

En liant avec perspicacité la déformation et la sédimentation, le Professeur Bonte rejoint l'image que nous nous faisons volontiers d'un phénomène qui va se répéter souvent dans la longue histoire des craies. Nulle part peut-être ne trouverait-on plus heureuse occasion de recueillir les effets dans l'espace, à ce temps précis où les Globotruncanidés du Coniacien se présentent en masse.

6) Les craies.

Monotones à première vue, souvent trompeuses par l'inégale distribution géographique des silex, décevantes parfois par la rareté des faunes significatives, les craies blanches du Hainaut et du Nord de la France ont fait l'objet de nombreuses publications. Dans l'ensemble, et pour rendre compte des progrès successifs, je distinguerais volontiers trois étapes :

a) Dès 1868, Briart et F.L. Cornet divisaient les craies blanches du Hainaut en 4 assises, nombre porté à 5 en 1880. On disposait ainsi d'un langage clair, toujours employé depuis lors, parfaitement utilisable encore moyennant certaines nuances mineures. Régionale, la nomenclature reste fondamentale (Craie de Saint-Vaast, C. de Trivières, C. d'Obourg, C. de Nouvelles, C. de Spiennes, puis vient la Craie phosphatée de Cibly tout au sommet) ; il n'est pas envisagé de l'abandonner, mais tout simplement de la mettre en correspondance avec les étages du Crétacé le plus élevé.

b) Maurice Leriche, en 1929, s'est trouvé le mieux à même, par la somme des travaux antérieurs et en s'aidant des faunes ichtyologiques, de répartir nos assises de craies entre les étages Coniacien, Santonien, Campanien, Maestrichtien (en précisant judicieusement le sens qu'il attribuait à ce dernier terme) ; la légende de la carte géologique de Belgique, publiée en 1929, ne fait pourtant pas état de ce classement, maintenant adopté dans les éditions récentes de la carte détaillée (1964).

c) Actuellement, et depuis 1969, M. I. Godfriaux recherche une zonéologie (régionale au moins) basée sur les foraminifères planctoniques (et benthiques) ce qui devrait entraîner une double conséquence : en premier lieu, une confrontation de la distribu-

tion des Foraminifères avec celle d'autres régions ; en second lieu, une meilleure définition des âges des diverses craies sur échantillons de sondages ou en affleurements réduits, ce qui nous a déjà rendu des services en cartographie.

Si la mise en place d'une stratigraphie des craies blanches doit être de mieux en mieux assurée, il est bien des questions à résoudre en écologie et sédimentologie dès que les fils directeurs sont eux-mêmes assurés. Dès à présent, certains aspects peuvent être précisés.

1) *Les conglomérats phosphatés.* Si nous prenons les études à leurs débuts, avec Briart et F.L. Cornet, dès qu'ils aient eu reconnu la possibilité d'utiliser les conglomérats phosphatés comme "ligne de démarcation", nous trouvons à la fois commode et logique (toutes autres considérations stratigraphiques et paléontologiques étant reconnues) de fixer une limite en raison d'un fait sédimentologique (conglomérats phosphatés, bancs taraudés, hard-grounds) qui semble s'être répété de temps à autre et avoir eu, chaque fois, une dimension à l'échelle du bassin crayeux.

Les choses sont pourtant autrement complexes :

a) Soit que le conglomérat phosphaté disparaisse latéralement ; il en est ainsi dans l'étendue d'une même carrière, à Harmignies, pour le conglomérat-base de la Craie de Spiennes et le conglomérat-base de la Craie d'Obourg ; on se trouve alors en présence d'une série crayeuse continue qui va du Campanien inférieur au Maestrichtien, alors qu'il y a deux interruptions sédimentaires peu à l'Ouest.

b) Soit que le conglomérat phosphaté passe latéralement à une brèche crayeuse sédimentaire, dépourvue de galets phosphatés ; il en est ainsi à Obourg (Saint Macaire) entre la Craie de Saint-Vaast et la Craie de Trivières, habituellement séparées par un riche conglomérat phosphaté à Spongiaires.

c) Soit que le conglomérat attendu se trouve doublé ou triplé et qu'il y ait alors indétermination dans le choix de la véritable limite entre les assises.

d) En outre, à divers niveaux étagés, suspendus dans le Campanien (Craie de Trivières à Bray, à Obourg), se rencontrent des lits phosphatés conglomératiques dont on sait qu'ils sont lenticulaires (31).

Tout cela nous éloigne du schéma initial, séduisant mais trop simple, et aussi nous rapproche

d'une plus juste compréhension des événements sédimentaires en cause.

2) *Les lacunes et émerSIONS* (relatives ou non). On ne sait trop ce qu'il faut entendre par "émerSION relative" selon certains auteurs, expression fréquemment reprise par J. Cornet à l'occasion de chaque hard-ground (12). Une émerSION plus ou moins prolongée entraîne au moins l'absence d'un terme stratigraphique, décelable à une lacune stratigraphique.

Il fut un temps où Maurice Leriche croyait reconnaître dans nos séries crayeuses l'absence du Campanien inférieur (26, 27), l'absence du Coniacien inférieur (27), et concluait alors à des régressions et transgressions répétées. Jules Cornet (12) découpait l'histoire des craies par 7 émerSIONS ("relatives" ou "accentuées") alternées avec des reprises de transgression.

Or, la lacune du Campanien inférieur est maintenant comblée (36) et le Coniacien inférieur est représenté par la Craie de Maisières laquelle, somme toute, inaugure la série sénonienne.

Ces faits semblent en contradiction : des hard-grounds et des conglomérats plus nombreux, et pourtant des lacunes stratigraphiques très réduites ou nulles. Il n'y a pourtant pas incompatibilité : la signification des hard-grounds s'en trouve précisée.

3) *Signification des hard-grounds*. Le polymorphisme des hard-grounds, les variations latérales observées, le passage latéral occasionnel à des sédiments crayeux normaux, la forme étroitement lenticulaire de certains, l'absence de lacune stratigraphique décelable... sont autant d'arguments en faveur d'un phénomène essentiellement sédimentologique, *sans portée épirogénique*, certes plus ou moins régional ou local.

Les conglomérats qui les accompagnent le plus souvent, n'ont jamais livré d'éléments xénolithiques, mais uniquement des matériaux empruntés à la craie sous-jacente, indurée ou non par le phosphate de chaux ; ils se classent ainsi parmi les conglomérats intraformationnels, ou brèches et intraclasts d'érosion contemporaine.

Dès que cesse la turbulence sur le fond, la sédimentation reprend son aspect normal, comme avant, et, semble-t-il, à peu près partout en même temps : l'étude palynologique quantitative de deux coupes distantes de deux kilomètres a récemment mis en

évidence le synchronisme et l'"étonnant parallélisme" des dépôts immédiatement sus-jacents à un hard-ground des craies de la région mosane (49).

Ce faisceau d'acquisitions fait penser que, dans nos craies, les hard-grounds représentent de *faibles interludes sous-aquatiques* au cours desquels, bien loin des rivages, le fond se rapproche de la surface et abrite une faune spéciale de tubicoles, de cavicoles et de benthiques fixés (Serpules, Bryozoaires). Ils sont sans doute l'expression sédimentologique et écologique d'une déformation plus ou moins limitée, sans doute très adoucie mais dont la faible profondeur exaspère les effets ; leur relative fréquence dans le bassin de Mons s'accorde avec la mobilité, en prélude aux diastrophismes de la fin du Crétacé enregistrés par les failles et les lacunes (authentiques cette fois) de l'intervalle Crétacé-Danien.

S'il est commode d'utiliser les "lignes de démarcation" offertes par les plus constants d'entre eux, il ne faudrait pas croire qu'ils correspondent nécessairement et strictement aux limites d'étages, car ils ne sont pas sous la dépendance de l'évolution biologique et sont trop insignifiants pour la diriger. Pas davantage, il ne sont synchrones d'un bassin à l'autre, car les pulsations qui les engendrent ne sont pas nécessairement à la même cadence ni de la même amplitude.

Les craies du Hainaut sont fréquemment affectées de failles radiales dont les rejets sont divers : généralement moins d'une dizaine de mètres, parfois de 20 à 60 m. Les inclinaisons des couches crayeuses atteignent fréquemment 20 à 22 degrés, notamment au flanc Nord, ce qui est considérable à l'échelle du bassin, et bien difficilement compatible avec le dépôt initial.

Il y eut, de toute évidence, des diastrophismes dont l'âge ne peut être cerné avec précision lorsque le recouvrement est récent. Par contre, et notamment à Cibly, les failles qui affectent le Crétacé le plus élevé (Maestrichtien) sont toutes antérieures au Danien (à de rares exceptions près). La courte période couvrant le Maestrichtien supérieur et le Danien inférieur n'a pas laissé de dépôts et correspond certainement à un fait important.

Dans les craies blanches d'Harmignies, les failles radiales très nombreuses se superposent à une flexure du fond du bassin crétacé, accusée par le rapprochement des courbes isohypses du socle, donc par un gradient de pente accentué. Il semble que le socle et sa couverture aient subi ensemble, à la

fin du Crétacé, une déformation marquée, la plus intense de leur histoire commune.

7) Danien et Montien.

Les temps tertiaires débutent avec le Danien, ce qui n'est plus contesté dans le Monde, je crois ; Mons y apporte des arguments.

Alors que les dépôts landéniens et yprésiens occupent assez largement l'axe synclinal et en débordent largement les bords, par contre, le Dano-Montien et le Panisélien sont très étroitement localisés dans le Hainaut central ; quant aux sables bruxelliens (lutétiens), ils forment la crête d'Anderlues à l'extrémité orientale du bassin de Mons, et, apparemment s'en séparent.

Combien d'hésitations et de discussions à propos de ces deux formations calcaires, propres à la région de Mons ; le "Tuffeau de Ciplly" et le "Calcaire grossier de Mons" ! Tantôt séparés, tantôt groupés en faciès latéraux l'un de l'autre, tantôt partagés entre le Crétacé et le Paléocène, puis tous deux réunis au Crétacé... Il serait trop long d'en écrire ici l'histoire. Mieux est sans doute de préciser ce que l'on sait.

Et tout d'abord, il convient de dissiper un malentendu qui m'attribue d'avoir donné l'âge montien au Tuffeau de Ciplly, ce qui risque de se répéter de publication en publication. La confusion provient, non pas du contenu d'une note que j'ai écrite en 1955, mais de son intitulé : « Définition actuelle et gisement du Montien dans le bassin de Mons ». En fait, l'âge du Tuffeau de Ciplly et Calcaire de Mons ont été groupés en un même étage Montien (attribué au Crétacé) par le *Conseil géologique de Belgique*, auteur de la Légende générale de la carte géologique détaillée (1929). Abordant la représentation cartographique du Montien, je ne pouvais guère adopter autre attitude que "conformiste", il en fut ainsi jusqu'en 1957 (38, p. 163).

A ce moment, j'ai pu distinguer 3 zones à Ostracodes dans l'ensemble et séparer ainsi sur des bases micropaléontologiques ce qui revient au Tuffeau de Ciplly de ce qui caractérise le Calcaire de Mons. [Ces mêmes faunizones ont été ultérieurement retrouvées par Deroo (1966) dans le Limbourg, avec des analogies frappantes].

En 1962, à l'occasion du Colloque sur le Paléogène, tenu à Bordeaux, j'ai présenté une brève communication et un tableau des corrélations ; faisant état des observations de 1957, de J. Hofker (1961), de H. Wienberg Rasmussen (1962), je séparerai nettement le Tuffeau de Ciplly (Danien) du

Calcaire de Mons, seul stratotype du Montien. Ce travail n'a pas été publié dans les comptes rendus du Colloque, par une omission restée inexplicite, mais l'usage que certains auteurs ont fait du pré-tirage devrait dissiper le malentendu (voir notamment 29).

Dans l'état actuel :

1) Les faunizones à Ostracodes donnent la possibilité de distinguer une zone inférieure, danienne, représentée par le Tuffeau de Ciplly ; une zone moyenne (à *Cytheretta*) reconnue en maints sondages, très constante, transgressive sur la première ; une zone supérieure (à *Triginglymus*) qui correspond au Calcaire de Mons, stratotype du Montien. On sépare donc aisément la partie danienne de la partie montienne.

2) Nous ne voyons aucune démarcation sédimentologique entre le Tuffeau de Ciplly et le Calcaire de Mons, en sorte que la sédimentation nous paraît avoir été continue du Danien au Montien.

3) L'appellation "Dano-Montien" trouve ainsi sa justification, d'autant plus que les forages anciens ne permettent pas d'établir les distinctions souhaitées, à défaut d'échantillons.

4) Selon les emplacements, le Dano-Montien ou le Danien reposent au contact du Crétacé supérieur (Tuffeau de Saint-Symphorien, Craie phosphatée de Ciplly, Craie de Spiennes, Craie campanienne) en discordance nette (visible à Ciplly) avec une lacune stratigraphique plus ou moins ample selon les cas. *Entre le Crétacé et le Dano-Montien, la démarcation est à la fois géométrique, stratigraphique, paléontologique et sédimentologique.* Tel est l'apport du bassin de Mons dans la définition d'une limite (évidente ici) entre le Crétacé et le Danien (tertiaire).

Des travaux importants sont en cours en Belgique, en France (par les collaborations que nous nous sommes assurées), dans les pays nordiques et en Pologne. Ils devraient nous permettre de projeter bientôt un jour nouveau sur les relations encore confuses entre le bassin de Paris, la zone limbourgeoise et le sillon dano-polonais, et, en même temps sur certains aspects de la transition Secondaire-Tertiaire.

8) Landénien, Yprésien, Panisélien.

L'épisode dano-montien à calcarénites s'est achevé par un régime continental dont témoignent les couches lacustres à *Physa* et *Chara* (Montien supérieur) propres à la région axiale du bassin de Mons.

Dès lors, les mers éocènes n'ont plus accumulé que des sédiments détritiques, sables et argiles peu fossilifères. Il n'y a pas d'observations nouvelles dont la stratigraphie puisse s'enrichir.

Le Heersien ou infra-Landénien du Hainaut belge (non distingué clairement en France) se marque par une certaine abondance de Foraminifères polymorphinidés ; il peut être souvent séparé des couches sus-jacentes à *Pholadomya oblitterata* (Landénien moyen, assise du Tuffeau) par un examen minutieux des échantillons (il est uniquement atteint dans le sous-sol). Les mers landéniennes, encore une fois, ont envahi le bassin de l'Ouest (Bernissart) vers l'Est en même temps qu'elles en couvraient graduellement les flancs. Toutefois, les couches heersiennes y sont réduites à quelques lambeaux isolés, ce qui met sur la piste d'un épisode intra-landénien (40) : en effet, non seulement les premiers dépôts ont subi des érosions qui les ont réduits en lambeaux, mais encore le Heersien subsiste au flanc Nord à des altitudes plus élevées que sur le flanc Sud. Cette phase intra-landénienne engage à méditer sur la déformation continue du fond sous-marin, indépendamment des oscillations épirogéniques et des limites entre les "étages".

Comment sont éventuellement représentées les couches heersiennes dans le Hainaut français ou la région lilloise ? C'est une question que nous posons.

Après l'émersion généralisée par laquelle s'achève le cycle landénien, une nouvelle submersion gagne le Hainaut (Yprésien-Panisélien) ; les témoins les plus élevés en sont conservés dans la partie centrale du bassin. Dès 1874, Potier reconnaissait le synclinal du Mont Panisel comme preuve de "plissement". Quant aux failles qui affecteraient les couches éocènes, il apparaît difficile d'en prouver la réalité.

9) Quaternaire.

Aux temps quaternaires, le bassin subsident n'a pas perdu son caractère *sui generis*. Laissons à Jules Cornet le soin de parachever le panorama : « L'espace qui correspond au Golfe de Mons n'est » drainé que par une seule rivière, celle qui a » donné son nom au pays de Hainaut et qui est, » par rapport à l'Escaut, qu'elle a rejoint à » Condé, un affluent subséquent de caractère spécial. Le cours entier de la Haine, d'Anderlues » à Condé, est compris dans le Golfe de Mons et » ce cours en occupe, sur presque toute son étendue, » la région médiane. Les affluents du nord et

» plusieurs des affluents du sud prennent leur » source en dehors des limites du Golfe ; mais, » chose à noter, aucun ruisseau ne sort de l'aire » du Golfe de Mons pour gagner un autre bassin » hydrographique. La Haine et la plus grande partie de son bassin sont donc liées d'une façon » intime au synclinal secondaire et tertiaire du » bassin de Mons.

» L'ensemble du bassin hydrographique de la » Haine (sauf les parties supérieures de certains » affluents) occupe une longue dépression formant » une large vallée qui coïncide en position avec le » bassin géologique de Mons. Et, à l'Ouest de la » ville, la Haine coule dans l'axe de la dépression, » faisant coïncider ainsi la vallée de la rivière avec » la grande vallée que forme le bassin. La vallée » de la rivière, entre Mons et Condé, est donc nettement une vallée synclinale. Dans cette section, » le synclinal tertiaire est plus prononcé, plus » resserré que la vallée topographique, de sorte » que l'on peut dire que le creusement de la vallée » de la Haine l'a rendue moins encaissée. Cela fait » comprendre la grande largeur de cette vallée, » hors de proportion avec le modeste cours d'eau » qui y serpente. Dans le méridien de Boussu, la » plaine alluviale de la Haine est large de 3 600 m ; » dans le méridien de Bernissart, elle est de 6 000 m.

» On voit que la morphologie superficielle et la » structure profonde montrent ici les relations les » plus étroites » (12, p. 116).

Jules Cornet rejoignait en géologue l'idée initiale née de l'étude des rivières belges (8) dès 1904.

*
**

Réunis dans une commune histoire géologique comme ils l'ont été dans l'Histoire des peuples, le Hainaut français et le bassin de Mons en Hainaut belge ont fait l'objet de multiples études ; on y peut aujourd'hui connaître et comprendre les enchevêtrements naturels du sous-sol.

Aux considérations de science pure se joignent les multiples aspects de l'utilisation des territoires, auxquels les occupants reconnaissent avec raison une importance croissante pour leur bien-être et le succès de leurs entreprises.

En chacun des domaines, les géologues doivent faire face à des problèmes constamment renouvelés, de l'"épiderme" aux profondeurs. Ils ne peuvent répondre aux exigences scientifiques et utilitaires des temps nouveaux sans imprimer à leurs recherches la précision dans l'observation et l'analyse, la rigueur du raisonnement. Les tâches de demain auront ce double caractère.

PRINCIPALES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

N. B. — La liste bibliographique est réduite aux ouvrages cités, lorsqu'ils permettent de situer un point précis de l'histoire; elle n'est pas le reflet de l'ensemble des publications consacrées au sujet et elle ne mentionne pas les ouvrages généraux.

- 1) ALVIN K.L. (1960). — Further Conifers of the Pinaceae from the Wealden Formation of Belgium. *Mém. Inst. royal Sc. Nat.*, n° 146.
- 2) BONTE A. (1957). — Observations sur le Dôme du Mélandois. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXVII, p. 154-163.
- 3) BRIART A. et CORNET F.L. (1880). — Note sur la carte géologique de la province de Hainaut, exposée à Bruxelles (Exposition nationale de 1880). *Ann. Soc. géol. Belg.*, Bulletin, pp. CXLV-CXLVI.
- 4) CARPENTIER A. (1927). — La flore wealdienne de Féron-Glignon (Nord). *Mém. Soc. géol. Nord*, t. X.
- 5) CORNET F.L. et BRIART A. (1866). — Description minéralogique, paléontologique et géologique du terrain crétacé de la province de Hainaut. Mémoire couronné par la Société des Sciences, des Arts et des Lettres du Hainaut. Concours de 1863-1864.
- 6) CORNET F.L. et BRIART A. (1870). — Sur la division de la Craie blanche du Hainaut en quatre assises, p. 1-10. Mémoires couronnés et mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, t. XXXV. (Mémoire présenté à la séance du 17 novembre 1868).
- 7) CORNET J. (1902). — Compte rendu de l'excursion du 3 avril 1899 à Stambures, Grandglise, Hautrages, Sirault et Villerot. *Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et Hydrol.*, t. XIII, p. 125-148.
- 8) CORNET J. (1904). — Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. XXXI, Mémoires, p. 261-499.
- 9) CORNET J. (1909). — *Géologie*, t. I.
- 10) CORNET J. (1922). — Les formations crétaciques et tertiaires des environs de Mons. Congrès géologique international. Livret-Guide pour la XIII^e session. excursion Cl. Bruxelles.
- 11) CORNET J. (1927). — L'époque wealdienne dans le Hainaut. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. L, bulletin, p. 89-103.
- 12) CORNET J. (1928). — Les mouvements saxoniens dans le Hainaut. *Bull. Acad. roy. Belg.* Cl. des Sciences, 5^{me} série, t. XIV, p. 109-126.
- 13) D'ARCHIAC (Vicomte A.) (1851). — Histoire des progrès de la géologie de 1834 à 1850, t. IV. Paris.
- 14) DELCOURT A. et SPREUMONT G. (1955). — Les spores et grains de pollen du Wealdien du Hainaut. *Soc. belge de géol., pal., et hydrol.*, Mémoires in-4°, 2^{me} série, 73 p., 4 pl., 14 fig.
- 15) DELCOURT A. et SPREUMONT G. (1959). — Spores, grains de pollen, Hystrichosphères et Péridinies dans le Wealdien de Féron-Glignon. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 29-64, 5 pl.
- 16) DESTOMBES J.P. et P. (1938). — Sur le Gault de Wissant. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXIII, p. 98-113.
- 17) GODFRIAUX I. (1968). — Quelques aspects sédimentologiques de la Craie de Maisières. *Soc. belge géol., pal. et hydrol.*, t. LXXVII, p. 289-305, 2 pl.
- 18) GODFRIAUX I. et SIGAL J. (1970). — Etude préliminaire des Foraminifères de la Craie de Maisières et de la Craie de Saint-Vaast (Bassin de Mons, Hainaut). *Bull. Soc. belge de géol., pal., et hydrol.*, t. LXXVIII (sous presse).
- 19) GOGUEL J. (1965). — Traité de tectonique, 2^{me} édit., Paris.
- 20) GOSSELET J. (1904). — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc. I : Région de Douai. *Etudes Gîtes min. France*.
- 21) GOSSELET J. (1904). — Présentation de la carte du socle primaire (région de Douai). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXIII, p. 3.
- 22) GOSSELET J. (1913). — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. Fasc. IV : région de Valenciennes (texte et planches). *Etudes Gîtes min. France*. Paris.
- 23) HARRIS T.M. (1935). — Conifers of the *Taxodiaceae* from the Wealden formation of Belgium. *Mem. Inst. roy. Sc. nat.*, n° 126.
- 24) JEFFERIES R.P.S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonien) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. of the Geol. Assoc.*, vol. 74, part. 1, p. 1-34.
- 25) JONES L. (1955). — Pesanteur, in Atlas de Belgique du Comité national de Géographie, 16 p. Pl. V.
- 26) LERICHE M. (1929). — Les Poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais. Les résultats stratigraphiques de leur étude. *Bull. Soc. belge géol., pal., et hydrol.*, t. XXXVII, p. 286-299, Pl. V.
- 27) LERICHE M. (1935). — Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LVIII, Bulletin, p. 118-140.
- 28) LEVET-CARETTE M^{me} (1966). — Microflore wealdienne provenant d'un puits naturel à la fosse Vieux-Condé (groupe de Valenciennes). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 153-174.
- 29) LUTERBACHER H.P. et PREMOLI SYLVA I. (1964). — Biostratigraphia del limite Cretaceo-Terziario nell' Appennino Centrale. *Riv. Ital. Paleont.*, vol. LXX, p. 67-128, 6 pl. Milano.
- 30) MAGNÉ J. et POLYÈCHE J. (1961). — Sur le niveau à *Actinocamax plenus* BLAINVILLE du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 46-62.

- 31) MARLIÈRE R. (1934). — Contribution à l'étude des formations crétacées et tertiaires du bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LVIII, Mémoires, p. 3-50, 2 pl.
- 32) MARLIÈRE R. (1936). — Sur l'Albien et le Cénomaniens dans le Nord de la France et le bassin de Mons : « Meule », « Grès vert », « Vraconien » (note préliminaire). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LX, Bulletin, p. 132-140.
- 33) MARLIÈRE R. (1939). — La transgression albienne et cénomaniens dans le Hainaut. Thèses, Lille 1939, et Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, n° 89.
- 34) MARLIÈRE R. (1942). — Ce qu'est le « Vraconien » en Belgique. *Bull. Soc. belge géol., pal. et hydrol.*, t. LI, p. 179-187.
- 35) MARLIÈRE R. (1946). — Deltas wealdiens du Hainaut : sables et graviers de Thieu ; argiles réfractaires d'Hautrage. *Bull. Soc. belge géol., pal. et hydrol.*, t. LV, p. 60-101, 10 fig.
- 36) MARLIÈRE R. (1950). — *Pteria (Oxytoma) tenuicostata* ROEMER, espèce stratigraphique du Campanien inférieur dans le Hainaut. *Bull. Soc. belge géol., pal. et hydrol.*, t. LIX, p. 356-358.
- 37) MARLIÈRE R. (1955). — Définition actuelle et gisement du Montien dans le bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXXVIII, Bulletin, p. 297-316, 1 pl.
- 38) MARLIÈRE R. (1957). — Sur le « Montien » de Mons et de Ciply. *Bull. Soc. belge géol., pal. et hydrol.*, t. LXVI, p. 153-166.
- 39) MARLIÈRE R. (1965). — Les connexions du bassin crétacé de Mons au bassin de Paris. *Bull. Classe Sc. Acad. roy. Belgique*, 5^{me} série, t. LI, p. 604-615.
- 40) MARLIÈRE R. (1969). Les faciès et l'extension du Heersien dans le bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XCII, Bulletin, p. 51-77.
- 41) MILLOT G. (1949). — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géologie appliquée et prospection minière* (Nancy), t. II, n° 2-4.
- 42) MOORKENS T.L. (1969). — Quelques *Globotruncanidae* et *Rotaliporidae* du Cénomaniens, Turonien et Coniacien de la Belgique. *Proc. of the First intern. Conference on planktonic microfossils*. Genève. Vol. II, p. 435-459.
- 43) MORTELMANS G. et BOURGUIGNON P. (1954). — Le Dinantien, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, p. 217-310, 11 pl. Liège.
- 44) OLRV A. (1886). — Bassin houiller de Valenciennes. *Etudes Gites min. France. Minist. Trav. Pub., Paris*. Texte et planches.
- 45) POLVÈCHE J. (1960). — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 190-202.
- 46) RENIER A. (1932). — Remarques nouvelles sur la constitution géologique des environs de Bouffloulx, en particulier, et de la Belgique, en général. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 5^{me} série, t. XVIII, p. 123-147, 207-222, 325-355.
- 47) THOMEL G. (1965). — Limites et subdivisions du Cénomaniens du Sud-Est de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 1458-1461.
- 48) TOILLIEZ A. (1858). — Notice géologique et statistique sur les carrières du Hainaut. *Mém. et publ. Soc. Sc du Hainaut*, 2^{me} série, t. V.
- 49) VANGUESTAINE M. (1966). — Etude palynologique quantitative dans deux carrières du Crétacé supérieur de la vallée de la Meuse. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. de Belgique*, 5^{me} série, t. III, p. 1534-1548.

Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique

par R. PAEPE(*) et J. SOMMÉ(**)

Sommaire. — Dans le Nord de la France et en Belgique, la couverture continue de dépôts pléistocènes se divise en trois zones E-W, du S au N : région des loess, région de transition, région des sables de couverture (qui prolonge celle des Pays-Bas). Pour le Pléistocène récent (Eemien et Weichsélien), des unités litho-stratigraphiques ont été reconnues et corrélées. La continuité stratigraphique entre la région des loess et celle des sables de couverture est établie par l'intermédiaire de la zone de transition. La chronostratigraphie et l'évolution climatique, fondée sur les faciès, les paléosols, les analyses polliniques et les datations au C₁₄, sont discutées avec référence à la stratigraphie des Pays-Bas. En tenant compte des paléozonations climatiques, il est ainsi possible de proposer une corrélation entre la stratigraphie des loess de l'Europe centrale et de la région alpine et celle de l'Europe du Nord-Ouest.

Summary. — In the North of France and Belgium, the continuous cover of pleistocene deposits is divided into three E-W areas, from S to N: loess area, transitional area, coversand area (which extends to the Netherlands). For the Late Pleistocene (Eemian and Weichselian), litho-stratigraphic unities have been recognized and correlated. The stratigraphic continuity between the loess area and the coversand area is established through the transitional area. The chronostratigraphy and the climatic evolution, based on facies, palaeosoils, pollen analysis and C₁₄ data, are discussed with reference to the stratigraphy of the Netherlands. In taking into account of the climatic palaeozonations, it is possible to propose a correlation between the loess stratigraphy of Central Europe and the alpine region and that of North-western Europe.

INTRODUCTION

Les recherches récentes sur le Quaternaire du Nord-Ouest de l'Europe, menées dans les divers pays et confrontées en particulier dans le cadre de la Sous-Commission pour la Stratigraphie des Loess de l'Europe (INQUA) — dont une réunion s'est tenue en 1967 en Belgique et dans le Nord de la France (4) — ont permis de mettre en évidence une stratigraphie générale pour les formations du Pléistocène récent (Eemien et Weichsélien). Ces résultats ont été publiés dans un fascicule spécial de l'A.F.E.Q. lors du VIII^{me} Congrès de l'INQUA tenu à Paris en 1969 (*La Stratigraphie des Loess d'Europe*) (10).

En particulier, en Belgique et dans le Nord de la France, les unités lithostratigraphiques du

Pléistocène récent se trouvent en continuité régulière selon une zonation qui comporte, du Nord au Sud, la région des sables de couverture, la région de transition et la région limoneuse (fig. 1). La Belgique, en dehors de l'Ardenne, est partagée obliquement par les trois zones. Seules les deux dernières concernent la région du Nord de la France, située surtout dans la zone limoneuse. A travers cette zonation des dépôts pléistocènes superficiels apparaît la continuité stratigraphique de la région s'étendant des Pays-Bas au Nord de la France, extrémité NW de la grande plaine de l'Europe du Nord. Cette position de la région étudiée justifie l'emploi de la terminologie chronologique de l'Europe du Nord (Saalien, Eemien, Weichsélien) à la place de la nomenclature alpine, encore partiellement corrélable (Riss, Riss-Würm, Würm) (13, 15, 21).

Le système stratigraphique des formations du Pléistocène récent (fig. 2) repose :

(*) Service Géologique de Belgique, Bruxelles.

(**) Institut de Géographie, Université de Lille.

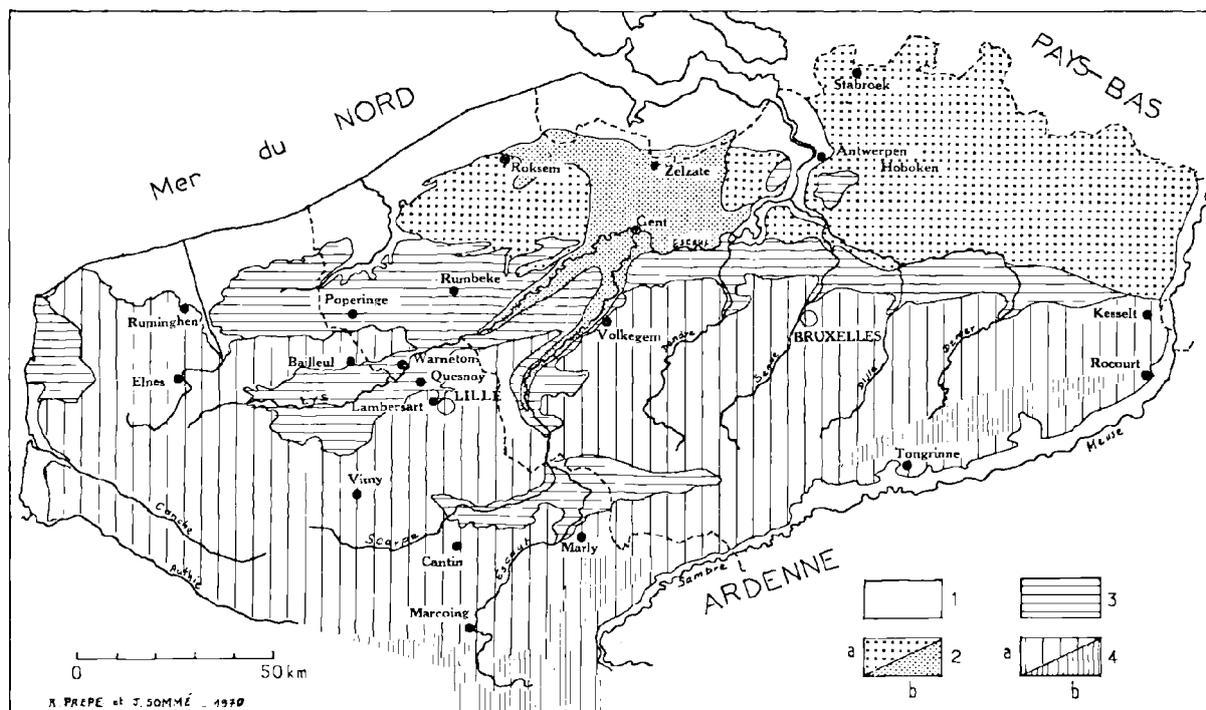


FIG. 1. — Carte des dépôts pléistocènes superficiels en Belgique et dans le Nord de la France.

1 : Holocène ; 2 : Zone des sables de couverture : a) Couverture peu épaisse, b) Couverture épaisse ; 3 : Zone de transition ; 4 : Zone des loess : a) Couverture peu épaisse, b) Couverture épaisse.

La carte représente les textures superficielles des dépôts pléistocènes récents. Il s'agit essentiellement de limon éolien, caractérisé par la prédominance de la fraction granulométrique limoneuse de 53μ à 20μ , dans la région des loess, de sable ou de sable limoneux dans la région de transition et de sable dans la région des sables de couverture.

Quant aux épaisseurs, on note des différences considérables : la couverture dite épaisse est nettement supérieure à 10 m et peut dépasser 20 m. Dans la région des loess, cela est dû à la présence de limons d'âge plus ancien sous les limons weichséliens ; dans la région des sables de couverture, c'est surtout le développement des limons weichséliens sous les sables éoliens qui en est la cause. Dans ce dernier cas, cela se produit dans les talwegs anciens (Vallée flamande) creusés à une époque qui précède la transgression éémienne.

1) sur la détermination des unités litho-stratigraphiques définies par leurs faciès de sédimentation (loess, dérivés de loess, formations nivéo-éoliennes et nivéo-fluviatiles, dépôts fluviatiles, etc.) et d'altération, et par les niveaux de phénomènes périglaciaires (cryoturbation, fentes de gel, etc.) ;

2) sur la reconnaissance des paléosols fossiles. Pour ces derniers, les datations absolues (C14), les analyses polliniques concordantes et le degré de développement du profil pédologique peuvent parfois préciser les données chrono-stratigraphiques.

Les corrélations entre les diverses unités litho-stratigraphiques sont alors possibles, de proche en proche, à partir de levés détaillés de longs profils (15, 16), en tenant compte des variations latérales (faciès, ravinement, etc.) liées aux conditions paléomorphologiques des sites (vallées, versants, pla-

teaux) et des variations régionales liées à la paléozonation climatique des divers niveaux stratigraphiques et, dans une moindre mesure, au substrat géologique.

Par ces méthodes ont été reconnues des unités litho-stratigraphiques séparées par des niveaux-repères, surtout périglaciaires, dont la continuité remarquable représente un bilan climato-sédimentaire qu'il faut distinguer rigoureusement de la chronologie théorique. En effet, certaines phases, sans doute longues, semblent n'avoir été marquées par aucun dépôt important. C'est en particulier le problème posé par le Pléniglaciaire inférieur weichsélien. De même, les dépôts tardiglaciaires manquent dans la zone loessique.

Pour le reste du Weichsélien, un système litho-stratigraphique (fig. 2) continu apparaît, au dessus

CHRONO STRATIGRAPHIE		BELGIQUE				NORD DE LA FRANCE	
INTERSTADES (HOLOCENE)	LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS		Phénomènes périglaciaires	Datations C 14	LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS		Phénomènes périglaciaires
	ZONE LOESSIQUE	ZONE DE TRANSITION	ZONE DES SABLES DE COUVERTURE		ZONE LOESSIQUE OCCIDENTALE	ZONE DE TRANSITION	
TARDI	?	SABLES DE COUVERTURE RECENTS 2 Couche humifère, fentes de gel, cryoturbations (SOL DE ROUSEM)		V	?	SABLES DE COUVERTURE RECENTS	V
GLACIAIRE		SABLES DE COUVERTURE RECENTS 1 Cailloutis et fines fentes de gel		V	11.740		
	BÖLLING	LIMON DE COUVERTURE Cailloutis 3 et grandes fentes de gel		V	12.300	SABLES ET LIMONS DE COUVERTURE 2	
PLENI		SABLES DE COUVERTURE 1 LIMON DE COUVERTURE / ENTRE-CROISES		V		Cailloutis fin et grandes fentes de gel	
GLACIAIRE SUPERIEUR		Cailloutis 2 et fines fentes de gel		V		LOESS DE COUVERTURE 1 LOESS DE COUVERTURE 1 tacheté	
	DENEKAMP	HORIZON PEDOLOGIQUE CRYOTURBE SOL DE KESSELT		V	28.200	Cailloutis fin et petites fentes de gel	
PLENI		LOESS	SABLES DE COUVERTURE FORMATIONS SOL DE ZELATE et TOURBE SOL DE HOKKAY	V	32.490	HORIZON PEDOLOGIQUE CRYOTURBE SOL CRYOTURBE SEDIMENT PEDOLOGIQUE CRYOTURBE LOESS LITE Zone tacheté	
GLACIAIRE		FORMATIONS LIMONEUSES	LIMONO FORMATIONS SABLEUSES SABLES DE COUVERTURE	V		FORMATIONS LIMONO-SABLEUSES LITEES	
MOYEN		LOESS	TOURBEUSES SOL DE POPERINGE ET TOURBE	V	45.600	Zone tacheté	
PLENI		Cailloutis 1 et petites fentes de gel		V		Cailloutis Limons Cailloutis	
GLACIAIRE INFERIEUR				V		Cailloutis et petites fentes de gel	
DEBUT	BRABRUP	SOL DE WARETON	LIMONS ET SABLES GROSSIERS SOL DE PARNETON	V		SABLES ET LIMONS	
GLACIAIRE		LIMONS	TOURBE SABLES GROSSIERS TOURBEUX	V		SABLES ET GRAVIERES	
	AMERSFOORT	SABLES ET GRAVIERES	SABLES ET GRAVIERES SOL DE AYERS	V		SABLES ET GRAVIERES	
INTER		SOL DE ROCOURT	TOURBE SOL DE ROCOURT SABLES FLUVIATILES	V		LIMONS SOL DE ROCOURT SOL DE ROCOURT	
GLACIAIRE EEMIIEN			TOURBE SOL DE ROCOURT SABLES FLUVIATILES	V		LIMONS SOL DE ROCOURT SOL DE ROCOURT	

FIG. 2. — Tableau des unités litho-stratigraphiques du Pléistocène récent en Belgique et dans le Nord de la France.
R. PAEPE et J. SCHAMÉ 1970

de l'Eemien (paléosol ou dépôts fluviatiles, sables marins à Zelzate) avec :

1° le complexe des limons et sables du Début Glaciaire où se développe un sol humifère ou tourbeux (sol de Warneton) ;

2° un premier niveau caillouteux avec petites fentes de gel ;

3° le complexe des formations limono-tourbeuses ou limono-sableuses litées à multiples petites fentes, faciès caractéristique de la séquence pléniglaciaire ;

4° un second niveau caillouteux avec fines fentes de gel surmontant un horizon pédologique cryoturbé (sol de Kesselt, dans la zone loessique) qui est le niveau repère principal de la séquence et qui marque la fin de la phase humide du Weichsel ;

5° les formations de couverture (loess typique dans la région loessique) dédoublées par un troisième niveau caillouteux avec de très grandes fentes de gel, lesquelles s'ouvrent parfois directement au niveau de l'horizon pédologique cryoturbé. Ce dernier complexe correspond à la phase la plus sèche et aussi la plus froide du Weichsel.

Cette stratigraphie s'insère bien dans celle de l'Europe du Nord-Ouest (8, 21). Nous montrerons aussi, après la description détaillée des coupes-types de Belgique et du Nord de la France, qu'elle permet une corrélation avec la stratigraphie de la région loessique périalpine (13).

BELGIQUE

Les dépôts pléistocènes supérieurs forment une couverture continue à l'W du sillon Sambre-Meuse, sans que, pour autant, leur composition reste identique. Ces variations texturales contribuent à la subdivision en une région méridionale de loess et en une région septentrionale de sables de couverture, séparées par une région de transition, orientée d'E en W et se terminant en biseau. Si la

première région, par suite de sa position intermédiaire entre les systèmes hydrographiques de l'Escaut et de la Meuse, n'a guère subi d'érosion importante depuis l'Eemien, par contre, vers l'Ouest ainsi que vers le Nord, sous l'influence d'une activité fluviatile croissante, le relief enseveli sous les dépôts weichséliens devient plus marqué. Ce manque d'érosion fluviatile dans la région des loess se reflète également dans l'aspect plus homogène des dépôts loessiques par rapport à ceux des autres régions. Ceci met en évidence que la région des loess a été caractérisée par des conditions plus froides et une activité éolienne plus grande que les autres régions, au moins à la fin du Weichsel. Par conséquent, des variations locales se manifestent dans les successions stratigraphiques, et c'est ainsi qu'on retrouve dans le Nord les profils typiques de la région des sables de couverture des Pays-Bas et, dans le Sud, les coupes caractéristiques de la région des loess de l'Europe centrale. Leur connexion se réalise par l'intermédiaire de la région de transition.

Région des sables de couverture (Zelzate).

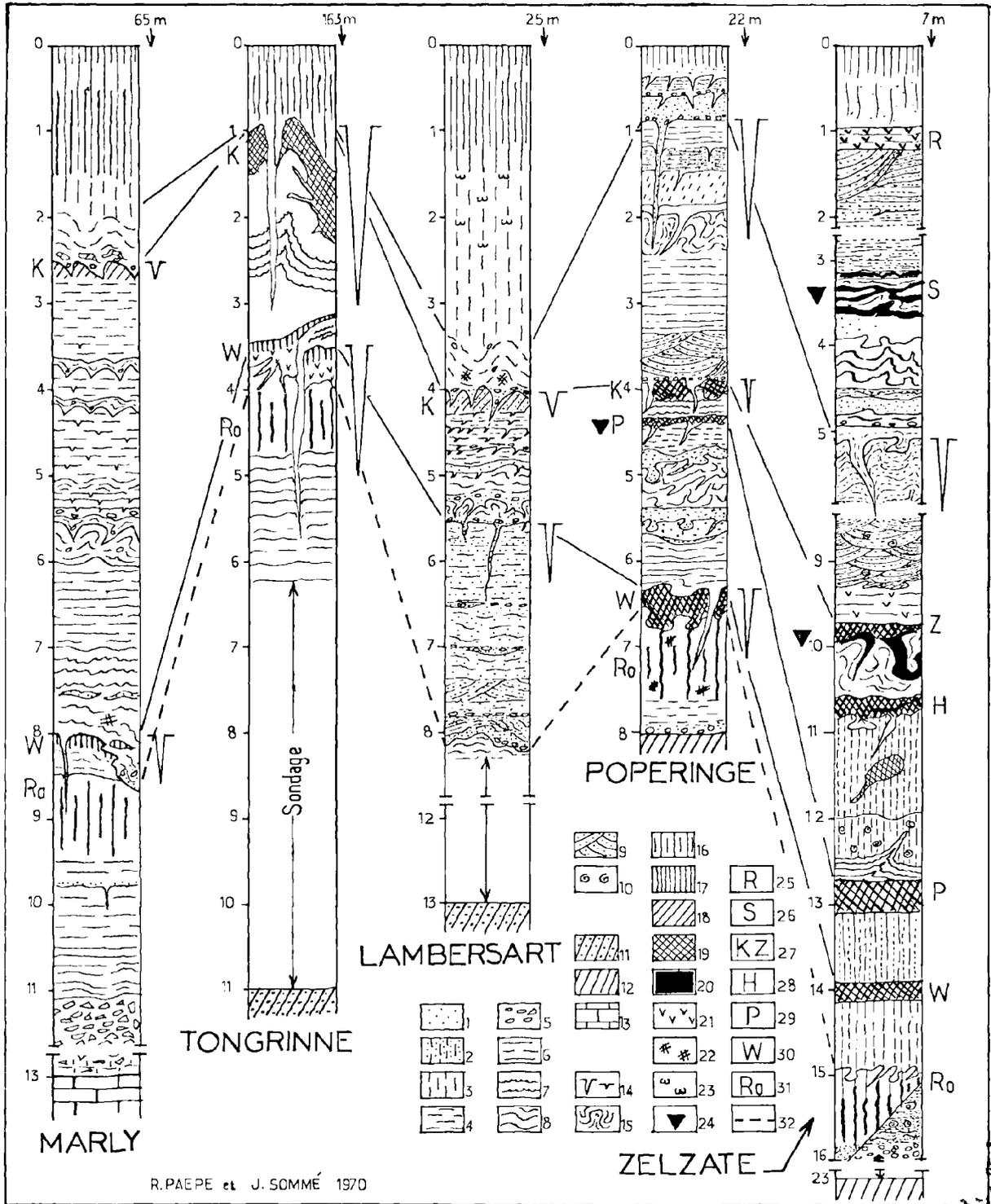
La coupe de Zelzate, située dans la Vallée Flamande (R. Tavernier, 1945), se rapproche directement des profils weichséliens hollandais (21). Nous observons de haut en bas (fig. 3) : les sables de couverture récents, subdivisés en deux parties par le *sol de Roksem* (14) d'âge Allerød, daté 11.740 ± 130 B.P. (Gr N. 129-67). A leur base se développe le *sol de Stabroek* (15) d'âge Bølling, daté 12.430 ± 100 y.B.P. (Gr N. 4782).

Au dessous, apparaissent les sables de couverture d'âge pléni-Weichsélien supérieur avec, au milieu, le *cailloutis 3 avec grandes fentes de gel* (15). Les sables inférieurs passent parfois à des sables entrecroisés, déposés par les eaux de fonte de neige. Ensuite, le Pléniglaciaire moyen est caractérisé par des *formations limono-tourbeuses* souvent litées. Elles contiennent plusieurs niveaux tourbeux cryoturbés (15) : au sommet, le *sol de*

FIG. 3. — Profils de coupes-types de la Belgique et du Nord de la France.

Zone des loess : Marly (F.), Tongrinne (B.). — Zone occidentale des loess : Lambersart (F.). — Zone de transition : Poperinge (B.). — Zone des sables de couverture : Zelzate (B.).

1 : sable ; 2 : sable et limon ; 3 : limon ; 4 : limon lité ; 5 : gravier, cailloutis ; 6 : stratification régulière ; 7 : stratification irrégulière ; 8 : stratification ondulée ; 9 : stratification entrecroisée ; 10 : coquilles ; 11 : sable tertiaire ; 12 : argile tertiaire ; 13 : craie ; 14 : fentes de gel ; 15 : cryoturbation ; 16 : sol à horizon B textural ; 17 : horizon humifère ; 18 : sol hydromorphe ; 19 : sol tourbeux ; 20 : tourbe ; 21 : empreintes végétales ; 22 : hydromorphie ; 23 : concrétions calcaires ; 24 : C14 ; 25 : R = sol de Roksem ; 26 : S = sol de Stabroek ; 26 : K/Z = sol de Kesselt-Zelzate ; 28 : H = sol de Hoboken ; 29 : P = sol de Poperinge ; 30 : W = sol de Warneton ; 31 Ro = sol de Rocourt ; 32 : limite inférieure des dépôts weichséliens.



R. PAEPE et J. SOMMÉ 1970

Zelzate, daté 28.270 ± 270 y.B.P. (Gr N. 4783) ; au milieu, le *sol de Hoboken*, daté 32.490 ± 440 y.B.P. (Gr N. 4781) ; à la base, le *sol de Poperinge*, daté 45.600 ± 1.500 y.B.P. (Gr N. 4856). Ces trois niveaux ont été corrélés avec les interstades de Denekamp, de Hengelo et de Moershoofd en Hollande. (21).

Vers la base, on trouve, au sein d'un complexe de *limons et sables grossiers*, un autre niveau humifère appelé *sol de Warneton*. Bien qu'ici, il fut impossible de le dater et de déceler ses caractéristiques polliniques, sa position stratigraphique ne laisse aucun doute. Il englobe les interstades d'Odderade, Brørup et Amersfoort du Début Glaciaire weichsélien. En outre, on trouve : plus bas dans le profil, un horizon B textural correspondant à une pédogenèse interglaciaire. Sa présence est très précieuse car c'est la seule fois qu'elle ait été observée dans cette région. De plus, sa position au dessus des graviers à *Corbicula fluminalis* et *Tapes senescens* var. *ceimensis* ne laisse aucun doute quant à son âge émien (12). Ce serait donc le *sol de Rocourt* de la région des loess (cf. infra). Enfin, une corrélation stratigraphique directe est établie avec le Nord de l'Europe où les "Senescens Sande" sont connus depuis longtemps.

Région des Loess.

Dans la région des loess, les dépôts weichséliens ne dépassent guère 10 m, bien que l'ensemble des loess weichséliens et pré-weichséliens atteignent parfois 25 m. Nous nous trouvons dans une position géomorphologique de plateau. Les loess sont séparés par le *sol de Rocourt* qui forme vraiment un niveau repère comme l'avait déjà souligné F. Gullentops en 1954 (6). Au-dessus de ce sol se développe assez souvent un niveau humifère (19) qui, très souvent, a été considéré (F. Gullentops, 1957) comme l'horizon A1 du *sol de Rocourt*. Pourtant, comme à Tongrinne (13), on ne trouve jamais d'horizon A2 entre les deux ; cela nous a amené à reconnaître deux sols d'âge différent. En effet, quelques petits cailloux peuvent se trouver à la limite des deux sols tandis que le matériau de l'horizon humifère montre un remaniement par solifluxion antérieur au développement pédologique. Ce remaniement a même affecté le sommet du *sol de Rocourt* comme le prouvent les guirlandes grisâtres, inclinées dans le sens de la pente, qu'on observe à ce niveau. Par conséquent, nous paralélisons le niveau humifère avec le *sol de Warneton*. Ce niveau manifeste, en effet, un premier refroidissement. Cependant le diagramme pollinique

montre toujours la présence de pollens arborifères, et l'ensemble appartient à la phase du Début Glaciaire.

La première poussée de grand froid se manifeste par la présence de grandes fentes de gel à la limite supérieure du *sol de Warneton*. Elle est suivie par la période qui entraîne le dépôt des *formations limono-tourbeuses*, caractérisées par l'alternance rapide de lits plus limoneux et plus sableux, manifestant de nouveau un climat plus doux. Ces dernières se terminent par un horizon pédologique cryoturbé, appelé *sol de Kesselt* par F. Gullentops (1954) (6).

Enfin, un manteau de limon homogène couvre l'ensemble. De grandes fentes de gel se développent également au sein de cette masse et percent le *sol de Kesselt*. Comme les premières fentes précédemment mentionnées, elles atteignent 3 à 5 m de profondeur et présentent une ouverture de plus d'1 m parfois. Elles indiquent une période de grand froid, et c'est pourquoi nous attribuons une partie de ces limons au *limon de couverture 1*, une autre au *limon de couverture 2*. Le Tardiglaciaire ne se manifeste pas ; peut-être est-il entièrement marqué par l'horizon B textural du sol brun lessivé actuel.

Cette image reflète parfaitement celle des coupes de loess en Autriche. R. Paepe (1965) parvenait ainsi à corréler l'ensemble du *sol de Rocourt* et du *sol de Warneton* avec le *Stillfried A* et le *sol de Kesselt* avec le *Stillfried B* de J. Fink (1965).

Le complexe formé par le *sol de Rocourt* et le *sol de Warneton* rappelle, en effet, parfaitement le complexe *Stillfried A* d'Autriche. Comme nous le verrons plus loin, à Poperinge notamment, le *sol de Warneton* s'est révélé d'âge Amersfoort tout comme le niveau humifère du complexe *Stillfried A* à Hollabrün (5). Quant au sol de Kesselt qui se présente tantôt en sol brun forestier, tantôt en horizon tacheté, ou encore en horizon humifère tourbeux, il se rapproche parfaitement du *Stillfried B* qui, lui aussi, se montre sous des faciès pédologiques bien différents. Sa datation en Autriche (+ 28.000 y.B.P.) corrobore parfaitement celle obtenue avec la tourbe du *sol de Zelzate* que nous assimilons au niveau de Kesselt.

Région de transition.

Si certaines couches permettaient au préalable une corrélation stratigraphique directe entre la région des sables de couverture et celle des loess, la région de transition reflète clairement leur inter-

pénétration climato-sédimentaire. Cela est en partie dû aux changements rapides du relief. Sur les buttes (faciès de plateau), on retrouve une série qui rappelle celle de la région des loess, tandis qu'en position de vallée réapparaît le plus souvent la séquence de la région des sables de couverture. On peut donc suivre ici le passage latéral d'un système à l'autre.

La plus importante de ces transitions latérales est constituée par la séquence *sol de Rocourt/sol de Warneton*. Rappelons que, dans les autres régions, ces deux sols semblaient former une entité pédologique par suite de leur structure subhorizontale. Dans la région de transition, à Poperinge, Warneton et Rumbeke, nous avons pu distinguer un développement latéral de ces deux sols. Sur le plateau, le *sol de Rocourt* apparaît bien développé ; puis, le long du versant d'une vallée fossile, il se transforme en pseudo-gley, puis en gley, pour finalement être complètement tronqué par la vallée colmatée de dépôts plus récents sus-jacents. Dans ces derniers sédiments, un horizon humifère commence à se développer à partir et au dessus du pseudo-gley du *sol de Rocourt*. Ce niveau devient de plus en plus prononcé vers le point le plus bas de la vallée, là où toute trace du *sol de Rocourt* a disparu. Donc, si à l'endroit du pseudo-gley, la succession *sol de Rocourt/sol de Warneton* rappelle celle de Tongrinne et, par conséquent, ne permet que difficilement la distinction pédo-géologique, par contre, à la partie inférieure du versant, la séparation et même la juxtaposition latérale sont évidentes. Ainsi est fournie une preuve litho-stratigraphique de leur développement indépendant.

C'est dans la tourbe de Poperinge que R. Vanhoorne (15) a pu révéler que le spectre pollinique se rapproche de celui de l'interstadé d'Amersfoort. Ceci corrobore la présence de structures fluviales dites normales dans les dépôts du même âge : les *limons et sables grossiers*. Aussi retrouve-t-on, au dessus, les *formations limono-tourbeuses* typiques avec le *sol de Poperinge* bien développé à leur base, ce niveau ayant d'ailleurs fourni le matériau pour la datation C 14 mentionnée précédemment.

Nous avons pu également constater qu'au niveau du *sol de Kesselt*, le relief s'est trouvé fortement aplani. Le colmatage irrégulier des *limons et sables grossiers* a fait place, avec les *formations limono-tourbeuses*, à une sédimentation subhorizontale due au ruissellement. Cela explique la présence encore plus généralisée du *cailloutis 2 avec fines fentes de gel*, au sommet des derniers dépôts. Par leur faciès, ces deux formations se rattachent davantage à la

région des sables de couverture qu'à la région des loess.

Par contre, à la partie supérieure de la séquence, on retrouve le loess homogène typique de la région loessique et correspondant au *limon de couverture 1* d'âge pléniglaciaire supérieur weichsélien. Pourtant, ce loess peut passer latéralement à des *sables entrecroisés* déposés par les eaux de fonte de neige. Leur extension se réduit à de petits chenaux mal limités. En effet, ils passent souvent latéralement aux loess purs du même âge. Systèmes éoliens et fluviaux coexistent donc à ce niveau.

Plus haut, dans la seconde partie du Pléni-weichsélien supérieur, se sont déposés uniquement les *sables de couverture 2* caractérisés par la présence de nombreuses structures fluviales. Ces sables se laissent difficilement distinguer des deux séries de *sables de couverture récents 1 et 2*. Heureusement, ces quatre zones de sables de couverture sont séparées par des niveaux caillouteux avec fentes de gel, dont le plus inférieur, le *cailloutis 3 à grandes fentes de gel*, contient également les plus grandes fentes. Il correspond donc au froid maximal du Weichsélien et forme le pendant du *gravier de Beuningen* des Pays-Bas (8).

En résumé, on voit donc apparaître, en région de transition, outre les conditions géomorphologiques propres à la coupe, tantôt les conditions climato-sédimentologiques de la région des loess, tantôt celle de la région des sables de couverture. On peut ainsi se demander pourquoi, dans la première partie du Pléni-weichsélien supérieur, est intervenue la sédimentation du *limon de couverture 1*, et, dans la deuxième partie, celle du *sable de couverture 2* ?

NORD DE LA FRANCE

La région du Nord de la France (fig. 1), à l'Ouest de la Sambre et en dehors des plaines maritimes holocènes, possède, comme la Belgique, une couverture continue de dépôts limoneux pléistocènes.

Cette couverture présente des variations régionales en fonction des épaisseurs et des faciès. Les conditions géomorphologiques locales entraînent également des variations latérales, d'importance secondaire par rapport aux contrastes régionaux. En particulier, la dissymétrie des vallées est plus générale encore pour les formations superficelles que pour la topographie des versants (17).

Par sa position plus méridionale, le Nord de la France est essentiellement traversé par la zone des loess. Il est cependant nécessaire de distinguer dans cette région, un secteur oriental où les épaisseurs sont plus importantes et le faciès loessique domine, et un secteur occidental où les formations pré-weichséliennes sont inégalement conservées et les faciès sont variables selon les niveaux de la couverture.

Région orientale des Loess.

La stratigraphie de la région loessique orientale avait fourni à J. Ladrière, à la fin du siècle dernier, les bases de son système litho-stratigraphique du Quaternaire (9). Ladrière avait reconnu la séquence quaternaire la plus complète sur les plateaux de la Sambre et de l'Escaut où, en effet, les formations pléistocènes plus anciennes sont largement conservées sous les limons weichséliens, ce qui explique l'épaisseur plus importante de la couverture quaternaire dans cette région de partage hydrographique. Ladrière notait aussi l'extension et la fréquence de la superposition des couches supérieures de son système : limon supérieur brun, limon jaune (ergeron), gravier supérieur, limon gris-cendré, limon fendillé, limon jaunâtre à points noirs. Il plaçait alors la limite entre ses assises moyenne et supérieure au sommet du limon gris-cendré, reconnaissant l'unité litho-stratigraphique du complexe formé par ce niveau grisâtre avec le limon fendillé brun-rougeâtre sous-jacent. En effet, il constatait parallèlement que l'assise supérieure présentait une extension plus grande que les autres et tapissait l'ensemble des versants.

La coupe de Marly (*) permet de retrouver les termes supérieurs de la stratigraphie de Ladrière et montre une série épaisse de formations limoneuses du Pléistocène récent, développée grâce à une position géomorphologique de versant (fig. 3). Souvent, en position de plateau, la même séquence est réduite en épaisseur.

Très constant dans la région, le limon fendillé rougeâtre de Ladrière, horizon repère de la série loessique épaisse, correspond à l'horizon B textural d'un sol de type brun lessivé, sol interglaciaire écmien déterminable par son faciès et sa position dans la séquence stratigraphique. Ce sol est dési-

gné du nom régional de *sol de Rocourt* (6, 13, 14, 15) par corrélation latérale avec la Belgique, où il présente les mêmes caractéristiques et la même position stratigraphique.

Au dessus de ce sol apparaît, en effet, d'une façon très constante également, un limon grisâtre, plus foncé à la partie supérieure (limon gris-cendré de Ladrière) qui représente un dépôt et une pédogenèse différente du sol de Rocourt et qui correspond au *sol de Warneton*, défini en Belgique (13, 14, 15). En effet, ce niveau humifère surmonte un dépôt limoneux peu épais qui montre une mise en place par solifluxion. De plus, le sommet de ce dernier présente parfois une dégradation hydromorphe que nous attribuons au changement climatique initial du Début Glaciaire. Enfin, le sol de Rocourt est localement surmonté par un rare cailloutis de silex qui confirme la coupure stratigraphique et pédologique.

C'est après l'élaboration de ce sol gris-noirâtre, corrélable avec la partie supérieure du pédo-complexe de Stillfried A en Autriche et daté du Début Glaciaire (interstades d'Amersfoort et de Brørup), que se situe la première phase notoire de ravinement — fait clairement noté par Ladrière — et aussi la première manifestation importante de froid (fentes de gel). L'érosion se manifeste à la fois par l'étirement en langues du sol noirâtre le long des versants, même en pente faible, et par l'ouverture de chenaux qui pénètrent le sol de Rocourt. Les fentes de gel sont plus générales encore à ce niveau et présentent leur développement maximum en position de plateau (Marcoing). Le premier *cailloutis* important de la séquence weichsélienne, qui est formé de quelques silex sur le sol grisâtre, se concentre et s'épaissit dans les fentes et chenaux. Localement, les premières couches qui lui sont superposées et colmatent les chenaux résultent essentiellement du remaniement fluvial et solifluidal des niveaux précédents ; elles semblent aussi attribuables au Pléniglaciaire inférieur dont les témoins sédimentaires seraient très réduits.

La sédimentation limoneuse devient ensuite très rapidement régulière et est constituée par le faciès caractéristique des *formations limoneuses litées* avec de multiples petites fentes déformées dans le sens de la pente, ces dernières étant surtout bien exprimées à la partie inférieure du complexe. A l'intérieur de cet ensemble, interviennent plusieurs niveaux grisâtres hydromorphes cryoturbés qui pourraient correspondre aux sols du Pléniglaciaire

(*) Coupe déjà relevée en sondage par J. Ladrière (1879) et étudiée à l'occasion de travaux récents par J. Cartigny dans le cadre de la préparation d'un Mémoire de Maîtrise du Laboratoire de Géomorphologie de Lille.

moyen de la zone de transition ; ces sols de Marly évoquent les niveaux de " Nass-Boden " signalés à Kesselt par F. Gullentops. Mais souvent, dans la zone orientale, le complexe des formations limoneuses litées n'apparaît que sous la forme moins discernable d'un loess à doublets.

Les limons lités sont surmontés par un *horizon pédologique cryoturbé*, constant, le mieux exprimé de la série des sols de Marly, correspondant au *sol de Kesselt* en Belgique (6, 13, 14, 15), corrélé avec Stillfried B en Autriche (cf. supra). Son unité et son importance stratigraphique sont surtout liées aux déformations périglaciaires qui l'affectent (*petites fentes de gel*). Malgré la présence d'un *cailloutis* de silex diffus, il semble avoir échappé à l'observation de Ladrière qui confondait sous le terme d'"ergeron" des unités d'âge différent.

L'ensemble est surmonté par un loess typique homogène où se développe le profil du sol holocène qui gêne souvent la reconnaissance des caractères sédimentologiques. On note cependant que la partie inférieure est cryoturbée : elle semble correspondre en fonction de conditions géomorphologiques différentes, aux *grandes fentes de gel* qui se manifestent en position de plateau et permettent de distinguer deux loess de couverture dans le Pléniglaciaire supérieur. Cette couverture reste cependant relativement peu épaisse dans la zone orientale des loess.

Région occidentale des Loess.

Les coupures essentielles de cette stratigraphie se confirment et se précisent dans la région occidentale des loess (Artois, région de Lille) où les faciès deviennent nettement contrastés de part et d'autre du *niveau de Kesselt* et permettent ainsi de saisir les transitions de la zonation climato-sédimentaire régionale (fig.3).

Par suite d'une érosion plus intense au début de la dernière période glaciaire dans cette région, liée à des conditions climatiques plus humides, les formations weichséliennes reposent souvent directement sur le substrat tertiaire (sables landéniens ou argile yprésienne) ou secondaire (craie) ou bien ravinent les dépôts pléistocènes antérieurs dans lesquels le sol de Rocourt n'est plus conservé. Les conditions de site paléogéomorphologique prennent pour cela une influence déterminante, entraînant des variations latérales de faciès et d'épaisseurs pour les formations antérieures au loess de couverture (16, 18).

En effet, la *couverture limoneuse* du Pléniglaciaire supérieur est uniformément développée avec une sédimentation loessique typique couvrant l'ensemble de la topographie, ce qui indique un colmatage général éolien à la fin de la période pléniglaciaire. Cependant, comme dans la région orientale, la couverture se subdivise parfois en deux, le loess inférieur étant hydromorphe et cryoturbé. Caractère plus constant, dans le cas fréquent d'une couverture unique, est la présence de tubulures ferrugineuses à la partie inférieure du loess. En l'absence de grandes fentes de gel, l'attribution du loess au limon de couverture 1 ou 2 peut rester problématique. Dans l'ensemble, par la couverture, cette région occidentale prolonge donc la zone des loess.

Le *niveau de Kesselt* devient l'horizon-repère essentiel de la stratigraphie car il sépare deux types différents de sédimentation, impliquant un changement important des conditions climatiques. Ce niveau, véritable sol dans la zone orientale, se présente ici plutôt sous la forme d'un sédiment pédologique cryoturbé et il est surtout caractérisé par un *cailloutis* et une ligne de *petites fentes de gel* (16).

Au dessous, se développe le faciès typique des *formations sablo-limoneuses litées* avec alternance de minces lits sableux et limoneux avec multiples lignes de petites fentes déformées dans le sens de la pente et jalonnées de cailloutis, qui témoignent de processus fluviaux et nivéo-éoliens. Ce faciès est caractéristique du Pléniglaciaire moyen de la région de transition à laquelle appartient donc la région occidentale des loess pour la période antérieure au Pléniglaciaire supérieur. Localement, des niveaux plus hydromorphes peuvent être la marque des interstades reconnus dans les régions septentrionales. Ces formations peuvent se présenter sous des faciès texturaux variés : sablo-limoneux, sableux, limoneux avec granules de craie, limonotourbeux, les changements intervenant souvent le long d'un même versant. Ce complexe a cependant comme caractères majeurs son litage et l'existence des multiples petites fentes, faciès que l'on observe de l'Escaut à la région côtière.

A la base de ces formations litées d'épaisseur très variable, si le pédo-complexe Warneton/Rocourt est souvent absent, la présence d'un *cailloutis* associé aux *finies fentes de gel* est générale. A ce niveau, plusieurs générations de fentes sont souvent visibles, ce qui semblerait confirmer la complexité de la phase pléniglaciaire inférieure,

qui a été marquée par la première régularisation importante des versants.

Le complexe inférieur des *sables et limons* présente des épaisseurs et des faciès variables. Il peut se montrer sous l'aspect de formations litées à structures fluviales nettes (Lambersart) ou former un niveau soliflué et cryoturbé. Par son hydro-morphie prononcée (taches, points noirs) et ses caractères de sédimentation, il témoigne de conditions climatiques très humides.

Le *sol de Rocourt* existe localement, parfois développé dans le substrat sableux ou argileux. Il est souvent érodé et la séquence weichsélienne débute par des *sables et graviers* fluviaux qui ravinent le substrat ou les formations pléistocènes plus anciennes.

Plus nettement que dans la région orientale des loess, la régularisation des versants en glacis, déjà manifeste lors du Pléniglaciaire inférieur, se confirme avec les formations litées du Pléniglaciaire moyen jusqu'au niveau de Kesselt qui a donc une signification à la fois paléogéomorphologique et stratigraphique, le dépôt du loess de couverture ne faisant que tapisser l'ensemble d'une topographie atténuée (16).

Il faut atteindre la *région de transition* pour voir apparaître des dépôts superficiels attribuables au Tardiglaciaire. Cette région ne concerne guère le Nord de la France. Les dépôts de la Plaine de la Lys s'y rattachent cependant avec, localement, des structures fluviales d'écoulement divagant dans les formations pléniglaciaires moyennes, surmontées par le niveau de grandes fentes de gel (Quesnoy-sur-Deûle) et plusieurs zones subhorizontales de sables et limons avec fentes (11, 18).

La région loessique occidentale a donc intérêt de montrer, par l'interpénétration des faciès de la région de transition et de celle des loess, les variations de la zonation au cours du Pléistocène récent, et de permettre les corrélations stratigraphiques.

CONCLUSIONS

La région franco-belge offre des possibilités de corrélations à longues distances, sur des bases litho-stratigraphiques, entre les séries sableuses de l'Europe septentrionale et la séquence loessique de l'Europe moyenne qui, vers l'E, jalonne la bordure septentrionale des Alpes.

La région étudiée se trouve en effet au niveau même des transitions de cette zonation. Et la morphologie générale de plaine, favorable dans l'ensemble à la sédimentation périglaciaire, ne masque pas les variations régionales de la litho-stratigraphie.

Les profils de la région de transition permettent ainsi de faire le relai entre la région des sables de couverture des Pays-Bas et la zone méridionale des loess. D'un point de vue méthodologique, ces profils se révèlent les plus aptes pour établir les corrélations car les faciès régionaux s'interpénètrent selon les niveaux. Il apparaît ainsi que le dépôt de loess typique a connu son extension maxima vers le NNW lors du Pléniglaciaire supérieur, surtout avec le limon de couverture 1. La sédimentation purement éolienne tend à l'emporter dans des régions marquées jusque-là par des processus fluviaux et nivéo-éoliens, ce qui confirme par un argument litho-stratigraphique la péjoration du climat (froid et sécheresse). Ainsi, à Lambersart et à Rumbeke, un loess typique de couverture repose sur des formations pléniglaciaires moyennes et inférieures marquées par le ruissellement et caractéristiques de la zone de transition. Il faut atteindre la rive orientale de l'Escaut pour que le faciès loessique domine l'ensemble de la sédimentation weichsélienne (Volkegem, Marly). Parallèlement, les faciès de la zone des sables de couverture se rencontrent en position méridionale au niveau du Pléniglaciaire moyen et inférieur. Le faciès caractéristique des "formations limono-tourbeuses" est en effet bien développé dans la région sableuse (Gand, Zelzate ; Moershoofd aux Pays-Bas).

Tout se passe comme si la zonation climatique sédimentaire avait progressivement migré vers le NW au cours de la période weichsélienne. A l'Interglaciaire éémien et encore au Début Glaciaire, les conditions apparaissent par contre assez identiques dans l'ensemble de la région. Cependant, à partir du Pléniglaciaire supérieur, ce que traduit essentiellement la carte (fig. 1), la sédimentation loessique gagne le Nord, expliquant le passage très rapide entre la région des loess et celle des sables de couverture. Par contre, au Tardiglaciaire, c'est la sédimentation des sables de couverture qui envahit la région de transition, sans atteindre pourtant la région des loess. Cette variation rapide des conditions régionales pose encore un problème d'interprétation paléogéographique puisqu'on ignore si elle est due à un changement de province d'origine ou à un changement de climat.

L'ensemble de la litho-stratigraphie du Nord-Ouest de l'Europe, représentée par la zonation weichsélienne des pays bordiers de la Mer du Nord (Pays-Bas, Belgique, Nord de la France), peut être mise en corrélation, par l'intermédiaire de la zone des loess, avec la litho-stratigraphie de la région péri-alpine d'Europe centrale, représentée par les profils-types de loess autrichiens. En effet, les coupes de la région loessique franco-belge (Tongrinne, Marly) contiennent les deux complexes pédologiques de Stillfried sous un faciès proche.

Nous constatons que le faciès humifère weichsélien, comme celui du complexe de Stillfried A, peut apparaître sous la forme d'un niveau simple ou sous celle de plusieurs niveaux répétés (Tongrinne, Warneton), tandis que pour le niveau de Stillfried B la même zonation par province clima-

tique se manifeste en Autriche (niveau chernozémique, " gleyfleckenzone ").

Les variations climato-stratigraphiques qui se manifestent à longue distance entre les Pays-Bas et l'Autriche, se rencontrent donc à courte distance en région franco-belge. Il en résulte que les différences semblent plutôt l'œuvre de variations climatiques locales. L'absence de phases telles que les interstades de Hengelo et Moerhoofd, en région loessique franco-belge et aussi austro-tchécoslovaques, nous paraît plutôt être le résultat d'un passage rapide d'une province climato-sédimentaire à une autre. On peut donc conclure à l'unité climato-sédimentaire de toute la zone de l'Europe moyenne s'étendant, au moins, du Nord de la France à la région austro-tchécoslovaque.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) DOLLÉ P. (1969). — Sédimentation du Quaternaire sur le bord Nord de l'anticlinal d'Artois. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, 1, p. 111-116, 2 fig.
- 2) FINK J. (1962). — Studien zur absoluten und relativen Chronologie des fossilen Böden in Österreich, II, Wetzleindorf und Stillfried, *Archaeologia Austriaca*, 31, S. 1-18.
- 3) FINK J. (1965). — The Pleistocene in Eastern Austria, *The Geological Society of America*, Special Paper 84.
- 4) FINK J., PAEPE R., SOMMÉ J., PAAS W. et KUYL O.S. (1968). — Discussion, Meeting of the Sub-Commission for Loess Stratigraphy in Belgium 1967, *Geological Survey of Belgium*, Bruxelles, 54 p.
- 5) FRENZEL B. (1964). — Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrand der Alpen. *Verh. Zoologisch Botanischen Gesellschaft in Wien*, Band 103 und 104.
- 6) GULLENTOPS F. (1954). — Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. de Louvain*, t. XVIII, p. 125-252.
- 7) GULLENTOPS F. (1957). — Stratigraphie du Pléistocène supérieur en Belgique. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 39, 7, p. 305.
- 8) HAMMEN T. (VAN DER), MAARLEVELD G.C., VOGEL J.C. et ZAGWIJN W.H. (1967). — Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, 'S-Gravenhage, 46, 3, p. 79-95.
- 9) LADRIÈRE J. (1890). — Etude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, T. XVIII, p. 93-149 et 205-276.
- 10) La Stratigraphie des Loess d'Europe, *Suppl. Bull. Ass. fr. ét. Quatern.*, Paris, 1969, 176 p. : en particulier R. PAEPE, p. 45-91 ; J. SOMMÉ, p. 71-73.
- 11) PAEPE R. (1964). — Les dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. LXXXIII, p. 1-39.
- 12) PAEPE R. (1965). — On the presence of *Tapes senescens* in some borings of the coastal plain and the Flemish Valley of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. LXXXIV, 2, p. 249-254.
- 13) PAEPE R. (1966). — Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. LXXXV, 2, p. 203-216.
- 14) PAEPE R. (1968). — Les sols fossiles pléistocènes de la Belgique. *Pédologie*, Gand, XVIII, 2, p. 176-188.
- 15) PAEPE R. et VANHOORNE R. (1967). — The stratigraphy and palaeobotany of the late Pleistocene in Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belgique*, Bruxelles, n° 8, 96 p.
- 16) SOMMÉ J. (1968). — Coupe dans le Quaternaire récent de la vallée de la Deûle près de Lille. *Bull. Ass. fr. ét. Quatern.*, Paris, p. 89-99.
- 17) SOMMÉ J. (1969). — Introduction à la géomorphologie du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, 1, p. 103-110.
- 18) SOMMÉ J. (1969). — Stratigraphie des limons weichséliens dans la région du Nord de la France. *Comm. VIII^e Congr. INQUA*, Paris (à paraître).
- 19) TAVERNIER R. (1954). — Le Quaternaire, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, p. 555-589.
- 20) TAVERNIER R. et HEINZELIN J. (DE). (1957). — Chronologie du Pléistocène supérieur, plus particulièrement en Belgique. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 7, p. 306-309.
- 21) ZAGWIJN W.H. et PAEPE R. (1968). — Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen des Niederlande und Belgiens. *Eisz. und Gegenwart*, Bd 19, S. 129-146.

Pétrologie des charbons

par B. ALPERN, A. BOUROZ, Ch. DELATTRE, P. DOLLÉ, E. MÉRIAUX, R. NOËL et E. QUINOT

(Planche XVIII)

Sommaire. — La première partie de l'exposé est consacrée aux buts et aux méthodes modernes de la pétrographie houillère. Les auteurs donnent ensuite la définition et la description des constituants des houilles. Les problèmes de la détermination du rang et de son acquisition sont également évoqués ainsi que les applications.

Dans une seconde partie, ce sont les phénomènes de sédimentation des roches houillères qui sont abordés.

Summary. — The first part of the communication deals with the objects and modern methods of coal petrography. The authors give the definition and description of the constituents of coals. Problems of the determination and acquisition of the rank and its applications are evoked.

The second part enters upon the sedimentation phenomena of the coal measures

1^{re} Partie: Pétrographie

par B. ALPERN, Ch. DELATTRE, E. MÉRIAUX et R. NOËL

L'étude pétrologique des houilles a intéressé de très nombreux chercheurs dont les travaux ont fait l'objet d'un nombre considérable de publications. Il apparaît délicat de vouloir résumer en quelques pages une telle quantité d'observations et de résultats obtenus par l'emploi de multiples méthodes d'investigation faisant appel aux techniques les plus modernes. Nous tenterons ici de dégager les progrès réalisés au cours des dernières décennies et les bases sur lesquelles s'appuient actuellement de telles recherches.

Dans l'exposé qui va suivre, nous envisagerons successivement les buts et les méthodes de la pétrologie houillère, la définition et la description des constituants, la détermination et l'acquisition du rang et les applications de la pétrographie des charbons. Enfin, nous évoquerons le problème de la sédimentologie.

I. — GENERALITES. BUTS ET METHODES DE LA PETROLOGIE HOUILLERE

Les problèmes posés dans ce domaine sont extrêmement variés. Ils concernent aussi bien la structure, la définition du type, la genèse, le degré d'évolution (rang) que les propriétés technologiques de ces roches et nous verrons plus loin que les applications de la pétrographie houillère sont particulièrement nombreuses.

Depuis longtemps, la plupart des constituants microscopiques des houilles ont été décrits et figurés dans de nombreux mémoires, parmi lesquels le travail magistral d'A. Duparque est l'un des plus marquants. Très rapidement, on a saisi toute l'importance des relations existant entre la nature des constituants et leur condition de dépôt, d'une part, et les propriétés physico-chimiques des houilles qui les contiennent, d'autre part. Par exemple, une accumulation d'êtres phyto-planctoniques ou de fins débris végétaux en eau calme et profonde, donc peu aérée, conduit à la genèse de charbons bitumineux

particuliers, riches en hydrogène et qu'H. Potonié a décrit sous le nom de charbons sapropéliques (Bogheads et Cannel-Coals). Une accumulation de débris végétaux en milieu plus riche en oxygène donne naissance à des charbons désignés cette fois par H. Potonié sous le nom de charbons humiques. A. Duparque a pu dégager des relations plus fines existant entre les types de combustibles et l'origine des débris végétaux qu'ils renferment en proposant même une classification pétrographique basée sur ces caractères.

Les phénomènes qui président à la transformation du matériel végétal en combustibles peu évolués comme la tourbe et le lignite tendre, sont essentiellement biochimiques. Ils appartiennent à la première phase de la carbonification, appelée carbonification biochimique ou tourbification.

Ce matériel pourra subir, au cours d'une seconde phase de la carbonification, des modifications d'intensité variable d'ordre géochimique cette fois. Cette carbonification géochimique, au cours de laquelle interviendront des augmentations de température et de pression, entraînera la formation d'une série de combustibles renfermant des pourcentages de moins en moins élevés en matières volatiles, en oxygène et hydrogène, et inversement, de plus en plus élevés en carbone. Cette série comprend le lignite brillant, les houilles et l'antracite. Le stade atteint par le charbon au cours de cette évolution est le rang. Nous verrons que le pouvoir réflecteur constitue le critère d'évaluation du rang le plus utilisé en pétrographie houillère.

La diagenèse du charbon (ou carbonification, ou houillification) pose donc, en raison de la sensibilité du matériel et de la diversité des facteurs entrant en jeu, des problèmes très délicats à résoudre et il apparaît souvent difficile de retracer avec précision le rôle respectif de chacun des phénomènes ayant pu intervenir ainsi que les différentes périodes qui ont abouti à un type donné de combustible. C'est pourtant le but vers lequel tendent toutes les études pétrographiques dans ce domaine. Pour cela, indépendamment des analyses chimiques ou de l'étude de certaines propriétés comme le pouvoir cokéfiant ou l'indice de gonflement, les méthodes purement pétrographiques relèvent essentiellement d'examen microscopiques.

L'étude microscopique des charbons procède soit d'un examen en lumière transmise, soit d'un examen en lumière réfléchie, ceci dépendant en

partie du type d'analyse et de la nature du charbon à étudier. L'examen de lames minces en diascopie infra-rouge permet, lui, de préciser le type de certaines houilles évoluées. Toutefois, en Europe, c'est surtout la méthode d'examen en surface polie qui est utilisée. Elle présente, par rapport à la technique des lames minces, l'avantage d'être utilisable pour tous les types de houilles, quel que soit le rang. Par ailleurs, la technique du polissage, maintenant bien au point, permet la confection rapide de surfaces d'assez grande taille. Si le charbon est suffisamment cohérent, on procède au polissage d'échantillons bruts sur des surfaces disposées perpendiculairement ou éventuellement, parallèlement à la stratification. Lorsque l'on a affaire à des charbons friables, il est commode de les enrober dans des résines synthétiques. De telles résines sont également utilisées pour la confection d'échantillons moyens en grains nécessaires pour les études quantitatives comme nous le verrons plus loin.

Les blocs ou les échantillons en grains sont aplanis sur des papiers d'émeri de plus en plus fins. L'abrasif est lié au support, ainsi on ne risque pas de voir réapparaître, au cours des opérations ultérieures, des grains incrustés et sertis dans le charbon. On termine le dégrossissage sur une potée d'émeri d'opticien. Le polissage s'opère sur disque tournant garni d'un drap de billard sur lequel on a déposé de l'oxyde de chrome peu ou pas dilué. On peut alors terminer le polissage sur velours de coton imbibé de précipité d'alumine de plus en plus fin. Le lavage final se fait à l'eau distillée. On évite ainsi le dépôt d'un film, calcaire par exemple, altérant le poli. On consacre avec cette méthode, environ 10 minutes au polissage d'un échantillon.

La surface est ensuite examinée à l'aide d'un microscope métallographique en immersion dans l'huile et les principaux constituants sont nettement visibles et déterminables. Pour certains charbons très évolués (antracite), il est parfois nécessaire de recourir à une attaque de la surface polie pour mettre en évidence les composants. Cette attaque peut être réalisée à l'aide d'un mélange oxydant ou mieux par traitement de l'échantillon dans un four à plasma (Ch. Delattre, P. Dollé, E. Mériaux et E. Quinot, 1970) (*).

(*) Ch. DELATTRE, P. DOLLÉ, E. MÉRIAUX et E. QUINOT (1970). — Examen pétrographique de charbons après oxydation dans un four à plasma. *C.R. Ac. Sc.*, t. 270, p. 1753-1755, Paris.

II. — LES DIFFÉRENTS CONSTITUANTS DES HOUILLES. LEUR NOMENCLATURE

Les nomenclatures utilisées par les différents chercheurs sont extrêmement variées. Actuellement, plusieurs systèmes sont employés à travers le monde. Chacun d'eux est adapté aux méthodes d'observations et au type de combustible. Ces questions avaient atteint un tel degré de complexité que l'on a été amené à créer, dès 1953, un comité international de Pétrologie des charbons dont le but était la publication d'un lexique. On comprend l'importance du langage utilisé dès que l'on a à comparer des résultats d'analyse quantitative. Dans notre exposé, nous utilisons le Système Stopes-Heerlen dont l'usage est le plus courant en France.

A première vue, deux choses sont à considérer : les constituants macroscopiques et les constituants microscopiques, mais par la suite, il est apparu nécessaire de définir un troisième type, les micro-lithotypes.

1) Les constituants microscopiques élémentaires ou *Macéraux* (Pl. XVIII).

Les macéraux [de macéral, M.C. Stopes, 1935 (voir tableau I)] sont les constituants élémentaires fondamentaux des houilles comme les minéraux sont ceux des autres roches. L'analogie cependant n'est que partielle, en effet, ces macéraux évoluent considérablement par convergence au cours de la houillification et le nombre des macéraux reconnaissables diminue de ce fait avec le rang des houilles, notamment au stade des anthracites. Par ailleurs, les caractères qui sont utilisés pour créer et définir les macéraux sont variables ; ainsi c'est parfois *l'origine botanique* qui est considérée, ex. : sporinite (spores), cutinite (cuticules), sclérotinite (champignons) ; dans d'autres cas, pour un même constituant botanique (tissu végétal), c'est *le pouvoir réflecteur* qui intervient : télinite (tissu ligneux foncé), fusinite (tissu ligneux clair) ; dans d'autres cas enfin, origine botanique et réflectance sont identiques et c'est le degré de *dégradation mécanique et/ou biochimique* qui détermine le macéral : fusinite (tissu lenticulaire), inertodétrinite (fragment de paroi cellulaire).

Comme il apparaît dans le tableau I, les 14 macéraux constitutifs des houilles sont rassemblés en trois groupes : Vitrinite, Exinite, Inertinite. Ce regroupement s'appuie sur la réflectance et les

propriétés physico-chimiques et technologiques ; ainsi, pour une houille de rang moyen (25-30 % M.V.), l'Exinite est la plus foncée, la plus légère, la plus fluide (carbonisation), l'Inertinite est la plus claire, la plus dense et la plus inerte (carbonisation), la Vitrinite est intermédiaire en réflectance et densité et c'est la plus agglutinante (carbonisation).

Considérons séparément chacun de ces trois groupes.

a) VITRINITE.

C'est le groupe de macéraux le plus abondant dans les houilles humiques de l'hémisphère nord ($75 \pm 20\%$ environ). De ce fait, la Vitrinite sert de référence pour la mesure du rang des charbons et éventuellement pour celle du degré d'évolution des sédiments associés. Cette proportion peut s'abaisser considérablement dans les charbons gondwanien.

La Vitrinite est subdivisée en trois macéraux :

1° La TÉLinite (Pl. XVIII, fig. 1) dont la structure cellulaire botanique est encore visible, les cavités étant soit vides, soit remplies d'inclusions organiques (collinite, résinite) ou inorganiques (pyrite, etc). Les cellules sont rondes (télinite 1) ou réduites à de simples lignes discontinues (télinite 2).

2° La COLLinite (Pl. XVIII, fig. 2), qui ne présente aucune structure cellulaire visible dans les conditions habituelles d'observations. Ce constituant ne correspond qu'en partie seulement à un gel pur consolidé (géocollinite). Une autre partie correspond à un crypto-mélange, détritus + gel (desmocollinite), et une autre à un tissu totalement gélifié (télocollinite) dont les hétérogénéités et structures n'apparaissent qu'après attaque chimique des surfaces polies. On observe parfois enfin des corps ovales (corpocollinite).

3° La VITRODÉTRinite qui correspond à des micro-fragments ($< 10 \mu$) de l'un des macéraux et sub-macéraux ci-dessus.

La couleur de la Vitrinite est grise à blanche en réflexion, rouge à opaque en transmission.

Le pouvoir réflecteur maximum évolue de 0,70 % (flambants secs) à 8 % environ.

Les tissus (télinite et télocollinite) ont une réflectance légèrement plus élevée que les gels.

A partir de 1,5 % environ de réflectance, une anisotropie optique sensible apparaît et son importance augmente très rapidement avec la houillification ($R_{\max} - R_{\min} = 5 \text{ à } 6 \%$).

La *microdureté* de la Vitrinite évolue également de 40 kg/mm² (flambants secs) à près de 200 kg/mm² (peranthracites) et présente un minimum dans le domaine des charbons à coke. D'abord plastique dans les houilles de rang faible à moyen, la Vitrinite devient élastique dans les anthracites. Aux rayons X, une organisation du type graphitique se dessine de plus en plus nettement lorsqu'on atteint le domaine des peranthracites.

Du point de vue chimique, le carbone augmente avec la houillification (77 à 96 %) tandis que l'hydrogène (6 % à 1 %) et l'oxygène (16 % à 1 %) diminuent.

b) EXINITE.

Elle est formée principalement par l'exine des spores et pollens qui est la membrane protectrice, mécaniquement et chimiquement très résistante, protégeant les cellules germinales des végétaux. On distingue :

1° La SPORINITE (Pl. XVIII, fig. 3) qui provient de l'exine des micro- (5-200 μ) et mégaspores (200 μ à quelques mm). Celles-ci sont généralement vues en coupe transversale, la cavité étant réduite à une simple ligne. L'ornementation est alors visible, ainsi que parfois l'ouverture germinale. On ne voit généralement pas les divers feuillets (exine, périne) qui constituent la membrane, sauf emploi d'un procédé spécial d'examen (fluorescence).

2° La CUTINITE (Pl. XVIII, fig. 4), qui correspond à l'épiderme cutinisé des feuilles. L'indentation caractéristique qui est parfois visible sur la face interne des cuticules, correspond à une pénétration des lamelles cutinisées entre les cellules sous-jacentes. Les cuticules peuvent être massives ou très fines, le plus souvent alors en bandes parallèles. Contrairement aux mégaspores, dont le contour équatorial est arrondi, les cuticules se terminent souvent en éperon, elles présentent en outre parfois des vestiges de stomates.

3° L'ALGINITE, qui correspond à l'ensemble des algues (*Pila*, *Reinschia*) que l'on trouve surtout dans les charbons sapropéliques, cannels et bogheads. Le contour est ovale, la surface a un aspect plus mat que celui des spores, des stries rayonnantes sont parfois visibles.

4° La RÉSINITE, qui provient de l'ensemble des cires et résines fossiles et se présente, soit en inclusions cellulaires dans la télinite (Pl. XVIII, fig. 1) et en remplissages de fissures, soit en imprégnations plus ou moins diffuses dans la collinite (desmocollinite). Les inclusions cellulaires sont parfois libérées, on trouve alors des globules résineux isolés, de formes diverses : ronde, ovale rectangulaire, etc. Ces globules peuvent présenter une zonation, des cavités ou même des traces d'oxydation.

5° La LIPTODÉTRINITE correspond aux fragments d'exinite dont la nature précise n'est pas déterminable.

L'Exinite est noire à gris foncé en lumière réfléchie et jaune à orangé en lumière transmise. Son pouvoir réflecteur, d'abord très inférieur à celui de la Vitrinite (0,10 - 0,20 %) le rejoint aux environs de 1,5 - 1,6 %. Ensuite l'Exinite ne se distingue plus de la Vitrinite, sauf en lumière polarisée, dans les anthracites. Son pouvoir réflecteur maximal peut atteindre 6 % et une biréfectance nette est mesurable. L'Exinite présente une fluorescence intense dans les houilles de bas rang, celle-ci disparaît dans la zone des charbons à coke. L'Exinite est le plus léger de tous les macéraux ($d = 1,1 \text{ à } 1,2$, ch. flambant), le plus riche en hydrogène et en matières volatiles.

Dans les charbons humiques de l'hémisphère nord, on trouve en moyenne 4 à 30 % d'Exinite. Cette teneur est beaucoup plus basse dans les houilles gondwaniennes.

c) INERTINITE.

Ce groupe est principalement celui des tissus ligneux fusinés en lentilles ou en fragments. Le nom du groupe évoque les propriétés quasi nulles de fusibilité lors de la cokéfaction. On distingue :

1° La FUSINITE (Pl. XVIII, fig. 5), dont la structure cellulaire est très visible et dont le pouvoir réflecteur est le plus élevé de tous les macéraux, sauf dans les peranthracites. Les cavités cellulaires sont généralement vides et les parois souvent brisées (structure étoilée). L'anisotropie optique et la biréfectance sont beaucoup plus faibles que celles de la Vitrinite. Le relief et la dureté sont élevés. On peut distinguer une fusinite vraie (d'incendie de forêts) qui n'évolue pas du tout avec la houillification et se situe dans la partie supérieure du diagramme de dispersion des valeurs de réflectance, et une fusinite de décomposition biochimique qui passe insensiblement à la semifusinite.

2° La SEMIFUSINITE (Pl. XVIII, fig. 6). Celle-ci ressemble à la fusinite, mais sa réflectance est plus basse, sa dureté moins élevée et sa structure cellulaire est à cavités moins ouvertes, ce qui traduit une gélification primaire au moins partielle des parois. La semifusinite passe par transition à la télinite et devient alors légèrement fusible.

3° L'INERTODÉTRINITE (Pl. XVIII, fig. 7). Elle correspond à l'ensemble des microfragments de parois cellulaires de la fusinite et de la semifusinite. Une grande variété de pouvoirs réflecteurs est donc possible.

4° La MACRINITE (Pl. XVIII, fig. 8). Elle correspond au ciment clair, blanc jaunâtre, qui enrobe souvent les microspores des lits de durite. Contrairement à l'inertodétrinite, il n'y a pas de contours visibles.

5° LA MICRINITE (Pl. XVIII, fig. 9), qui se présente sous la forme de minuscules granules clairs, de l'ordre du μ (d'où le nom), que l'on rencontre sous forme dispersée dans la collinite ou parfois en inclusions cellulaires dans la télinite. Dans certains

cas, on a des membranes de tissus en voie de micrinitisation.

6° La SCLÉROTINITE (Pl. XVIII, fig. 10), qui correspond à des pseudo structures végétales dues à des entrelacements d'hyphe de champignon. Il en résulte un aspect caverneux très irrégulier, différent de celui de la fusinite. On trouve également des corpuscules isolés, blancs ou jaunâtres de forte réflectance qu'on assimile à des sclérotés de champignon.

Les macéraux de l'Inertinite ont un pouvoir réflecteur élevé, un relief et une dureté forts, une couleur gris clair à blanc jaunâtre. Ils sont opaques.

Leur densité est élevée ($d=1,5$), leur teneur en carbone est la plus forte et celle en hydrogène la plus basse de tous les macéraux. Ce groupe ne présente ni fluorescence, ni plasticité lors de la cokéfaction.

Leur proportion dans les charbons humiques de l'hémisphère nord varie de 5 à 30 % environ. Dans les houilles du Gondwana, cette proportion est plus souvent de 30 à plus de 80 %.

Groupe	Macéral	Submacéral	Variété
VITRINITE	Télinite	Télinite 1 Télinite 2	Cordaitotélinite Lépidophytotélinite Sigillariotélinite Fungotélinite
	Collinite	Télcollinite Desmocolinite Gélocollinite Corpocollinite	
	Vitrodétrinite		
EXINITE	Sporinite	Tenuisporinite Crassisporinite Microsporinite Macrosporinite
	Cutinite Résinite Alginite Liptodétrinite		
INERTINITE	Fusinite Semifusinite Macrinite Micrinite	Fusinite de combustion Fusinite de décomposition	
	Sclérotinite	Plectenchyminite Sclérote Pseudosclérote
	Inertodétrinite		

TABLEAU I. — Les macéraux des houilles (lumière réfléchie).

2) Les constituants macroscopiques ou Lithotypes.

Ce sont des lits ou lentilles d'aspect plus ou moins mat ou brillant, reconnaissables à l'œil nu dans les charbons humiques. Seyler, en 1954, a proposé de désigner ces lits sous le nom de lithotypes, mais ces constituants ont été reconnus depuis longtemps dans les houilles. Fayol, déjà, en 1887, en a donné une description précise. Il a reconnu les types suivants : *Fusain* ou *houille mate fibreuse*, *houille terne*, *houille moyenne* ou *foliaire*, *houille claire*. Ces constituants ont été décrits sous des noms variés, mais depuis Stopes (1919), on leur réserve le suffixe *ain* et les termes Fusain, Durain, Clarain et Vitrain sont couramment utilisés. Nous reviendrons sur cette question plus loin, nous précisons simplement ici que ce sont évidemment les différentes associations particulières plus ou moins complexes de macéraux qui déterminent les aspects des constituants macroscopiques.

a) LE FUSAIN.

C'est le seul lithotype parfaitement défini. Il est facilement reconnaissable grâce à la similitude d'aspect qu'il présente avec le charbon de bois artificiel. Il a une couleur noire à gris-noir et un éclat soyeux. Il a une structure fibreuse et il est très friable. C'est le seul constituant qui tache les doigts. Il est parfois imprégné de matières minérales qui lui confèrent une grande cohésion. Il apparaît dans les veines en lits et lentilles de 1 à plusieurs centimètres d'épaisseur et de 15 à 20 cm de largeur. Les lentilles peuvent atteindre 1 à plusieurs mètres de longueur. Microscopiquement, le fusain est constitué de menus fragments (1 à quelques mm) de tissus ligneux juxtaposés diversement évolués et présentant des aspects botaniques différents. Le morcellement a précédé le dépôt.

b) LE VITRAIN.

Ce terme désigne les lits et les lentilles constitués par une houille brillante. L'examen microscopique montre que ce lithotype ne contient que peu de débris végétaux. Il correspond à la vitrinite.

c) LE DURAIN.

Ce terme désigne les lits caractérisés par leur éclat mat à gras et leur couleur grise à brun noirâtre. Les lits de durain sont particulièrement cohérents et les fentes qui le parcourent y sont très fines et assez rares. Les cassures sont grenues et donnent naissance à des surfaces rugueuses. Microscopiquement, le durain correspond à un charbon très riche en débris végétaux cimentés par une collinite peu abondante.

d) LE CLARAIN.

On désigne par le terme clarain tous les lits ou lentilles présentant un aspect intermédiaire entre celui du vitrain et celui du durain. Le clarain est constitué de bandes minces (quelques millimètres) brillantes et mates interstratifiées. Il est formé par de très fines interstratifications de durain et de vitrain. C'est le composant le plus fréquent et le plus abondant des charbons humiques. Les débris végétaux y sont moins abondants que dans le durain et pour cette raison, le clarain présente souvent des fissures assez larges.

Le tableau II précise la composition macérale des différents lithotypes.

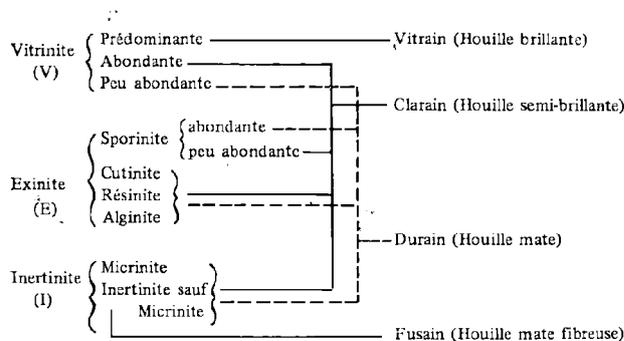


TABLEAU II

3) Les microlithotypes.

L'examen microscopique a démontré qu'il était utile de définir un troisième type de constituant : les microlithotypes (terme proposé par C.A. Seyler).

Ces microlithotypes sont des associations typiques des groupes de macéraux. On a fixé à 50 μ l'épaisseur minimale des lits comptés comme microlithotype. La détermination d'un microlithotype n'est donc possible qu'au microscope et il existe une différence fondamentale entre lithotype et microlithotype. Un lithotype déterminé macroscopiquement peut, au microscope, se révéler être constitué de plusieurs microlithotypes alternant de façon plus ou moins régulière. Les caractères des microlithotypes ont été définis par la commission de nomenclature du comité international de Pétrologie des charbons. Leur composition macérale, exprimée en fonction des teneurs en Vitrinite (V), Exinite (E), Inertinite (I) est la suivante : Vitrite ($V > 95\%$), Liptite ou Sporite ($E > 95\%$), Fusite ($I > 95\%$), Clarite ($V + E$, avec $I < 5\%$), Durite ($I + E$, avec $V < 5\%$), Vitrinertite ($V + I$, avec $E < 5\%$), Duroclarite ($V + E + I$, avec $V > I$), Clarodurite ($I + E + V$, avec $I > V$).

Le tableau III donne la composition en V.E.I. des différents microlithotypes.

Assemblages homogènes (Macéraux du même groupe)		
Groupes de Macéraux		Microlithotypes
Vitrinite Exinite ou Iiptinite Inertinite (sauf micrinite)	} > 95 %	Vitrite Liptite ou Sporite Fusite
Assemblages binaires (Macéraux appartenant à deux groupes)		
> 95 %	< 5 %	Microlithotypes
Vitrinite + Exinite Inertinite + Exinite Vitrinite + Inertinite	Inertinite Vitrinite Exinite	Clarite V ou E Durite I ou E Vitrinite V ou I
Assemblages ternaires (Macéraux appartenant aux trois groupes)		
V > 5 % E > 5 % I > 5 %	avec	Microlithotypes
Vitrinite + Exinite + Inertinite Inertinite + Exinite + Vitrinite	V > I I > V	Duroclarite Clarodurite

TABLEAU III

III. — DETERMINATION DU TYPE ET DU RANG

1) Détermination du type.

Cette détermination est réalisée grâce aux analyses quantitatives des macéraux et des microlithotypes. Ces analyses sont effectuées dans des conditions bien précises que nous résumons ici.

a) LA PREPARATION DES ECHANTILLONS.

1° LE MODE DE PRÉLÈVEMENT DES ÉCHANTILLONS.

Le meilleur procédé d'échantillonnage consiste à effectuer le prélèvement, d'un seul tenant et perpendiculairement à la stratification, d'un pilier prismatique complet de la veine. Quand le combustible offre une grande cohésion, cette technique est facile à appliquer. Dans ce cas, il est possible de définir le profil pétrographique sommaire basé sur la répartition des lithotypes. En revanche, quand le charbon est friable, on l'enrobe de plâtre avant de le prélever. Si cette dernière opération s'avère impossible, on doit alors extraire la houille frag-

ment par fragment sans chevauchement des échantillons.

On procède aux analyses pétrographiques sur des échantillons en blocs provenant des différents niveaux successifs du pilier ou sur des échantillons moyens (en grains) et représentatifs de chacun des niveaux.

2° CONFECTION DES ÉCHANTILLONS MOYENS.

Les échantillons sont broyés en totalité. Les dimensions des grains doivent être comprises entre 100 et 750 microns. On s'assure du degré du broyage par tamisage. Si l'échantillon est creux, on sépare, grâce à une liqueur dense, la partie stérile de densité supérieure à 1,9. Le produit du broyage pratiquement équigranulaire est homogénéisé par "roulage" en tous sens sur une feuille de papier. On prélève 1,25 g par quart et les 5 g ainsi obtenus sont enrobés dans 10 g de résine synthétique de densité voisine de 1,1. Le produit broyé est un mélange de substances de densités comprises entre 1,1 et 1,7 selon les macéraux et le rang des houilles. Malgré un brassage continu jusqu'à la polymérisation de la résine, il s'opère une légère sédimentation différentielle des grains. L'échantillon est ensuite poli selon la méthode décrite plus haut, puis l'on procède au comptage.

b) LE COMPTAGE.

Les premières analyses macérales quantitatives ont été réalisées à l'aide de *platines intégratrices*. Actuellement, on préfère utiliser la *méthode du comptage par points*, applicable aussi bien aux charbons en blocs qu'aux charbons en grains. On opère avec un compteur automatique sous des grossissements de 250 à 600. On compte, pour les analyses de routine, 500 points avec un écart des points et des lignes de 0,5 mm. Des vérifications nombreuses du nombre de points à compter et de leur espacement ont permis récemment de montrer que dans certains cas les résultats sont acquis après un comptage de 350 points. La méthode des 500 points est donc une méthode prudente offrant une marge de sécurité importante. La précision est de l'ordre de plus ou moins 2 à 3 %. Le comptage d'au moins 3 000 points permet de porter la précision à 1 %. Il est bien entendu que le comptage de 500 points sur chacun des 10 échantillons constitutifs d'une veine permet d'obtenir des résultats de détails plus intéressants que le comptage de 5 000 points sur un seul échantillon moyen. Il n'en demeure pas moins vrai que la moyenne arithmétique des résultats des 10 comptages partiels est tout à fait

comparable au résultat du comptage sur l'échantillon moyen.

On peut aussi réaliser des analyses macérales avec un oculaire intégrateur. Un micromètre à réseau (10 à 12 repères) permet, en observant 40 ou 50 plages espacées de 1,5 à 2 mm, d'obtenir facilement 500 points de mesures. A partir des résultats des analyses macérales, il est aisé de construire des histogrammes, des diagrammes horizontaux (fig. 1) et triangulaires (V.E.I., fig. 2). La comparaison des différents histogrammes et diagrammes permet de suivre les variations verticales et latérales du faciès des veines. En outre, les diagrammes triangulaires sont utilisés pour suivre les variations de composition, selon le point de prise dans une veine (fig. 2) et pour mettre en évidence les modifications des allures des dépôts, ou les relations entre la composition pétrographique des houilles et les caractères chimiques (fig. 3).

c) L'ANALYSE DES MICROLITHOTYPES.

Nous rappellerons ici les clauses impératives signalées lors de la définition des microlithotypes ; la largeur minimale des lits élémentaires doit être supérieure à 50 microns et seuls les macéraux dont les proportions sont supérieures à 5 % sont considérés pour désigner le microlithotype. Deux méthodes permettent d'analyser les microlithotypes sur les surfaces polies.

1° LA MÉTHODE DE L'OCULAIRE DES 20 POINTS.

Un micromètre marqué de 20 croix régulièrement disposées est placé dans un oculaire à lentille d'œil réglable. Ce micromètre permet d'apprécier la largeur minimale des lits de 50 microns. En outre, chaque fois qu'un macéral est placé sous une croix, on estime qu'il représente au moins 5 % du champ. Chaque champ de 50 microns est compté comme un point au cours de l'analyse. L'observation de grains pose un certain nombre de problèmes, car le grain n'est pas systématiquement couvert par toutes les croix. Il existe des conventions correspondant à chaque cas de figures. Avec l'observation de blocs, ces problèmes n'existent pas. Selon cette méthode, on définira une duroclarite quand on ~~trouve~~ dans un lit de 50 microns d'épaisseur, au moins une croix sur la vitrinite, au moins une croix sur l'exinite, au moins une croix sur l'inertinite et plus de croix sur la vitrinite que sur l'inertinite. Lorsque toutes les croix sont sur l'exinite, on a affaire à une liptite.

2° LA MÉTHODE DU MICROMÈTRE OCULAIRE permet d'apprécier facilement des largeurs de 50 microns

et de déterminer, grâce au comptage des divisions couvrant un macéral, la proportion de ce dernier dans un charbon. Il existe ici encore un certain nombre de conventions permettant de régler les problèmes de comptage (lits de moins de 50 microns, lits dépassant le champ du microscope ou plus grands que le micromètre, etc...). Quelle que soit la méthode utilisée, on analyse 500 points par échantillon. C'est dans l'étude sédimentologique fine des veines de houilles que l'utilisation des microlithotypes peut théoriquement être la plus intéressante. Cependant, la représentation des résultats pose des problèmes difficiles. En effet, en adoptant une échelle raisonnable (5 mm pour 50 microns), on obtiendrait un profil de 100 m de long correspondant à une veine de 1 m de puissance. On est alors conduit à regrouper des lits en juxtaposant des microlithotypes qui sont naturellement superposés. On divise alors arbitrairement la veine en bandes horizontales de hauteur uniforme ou en zones d'épaisseur variable présentant apparemment le même faciès. La composition exacte du dépôt est alors totalement masquée.

L'analyse des microlithotypes, surtout utilisée dans l'industrie, présente un caractère conventionnel. Ainsi, en fonction de son environnement, la collinite voit ses propriétés technologiques varier. Cependant, d'une manière générale, la définition des microlithotypes semble en accord avec leur comportement technologique.

2) Détermination du rang.

Il en est du rang du charbon comme de l'âge mental ou de l'âge physiologique de l'homme : il ne coïncide pas nécessairement avec son âge chronologique. Ainsi, par exemple, dans le territoire exigü de la Belgique, on trouve, à un même niveau stratigraphique du Carbonifère, des veines de charbons gras, demi-gras, maigre et même anthraciteux. L'exemple bien connu des veines du bassin de Moscou, d'âge tournaisien, toujours à l'état de lignite et, à l'opposé, celui des anthracites wealdiens de Basse Saxe sont là pour le confirmer.

Jusqu'il y a une dizaine d'années, le critère le plus unanimement utilisé pour déterminer le rang d'une houille était son indice de matières volatiles. Chaque pays producteur de charbons avait sa norme propre pour la détermination de cet indice, qui s'obtenait par carbonisation à l'abri de l'air, pendant une durée variant de 3 à 40 minutes, suivant les pays, à une température finale variant de 875 à 1 050° C, atteinte en une durée

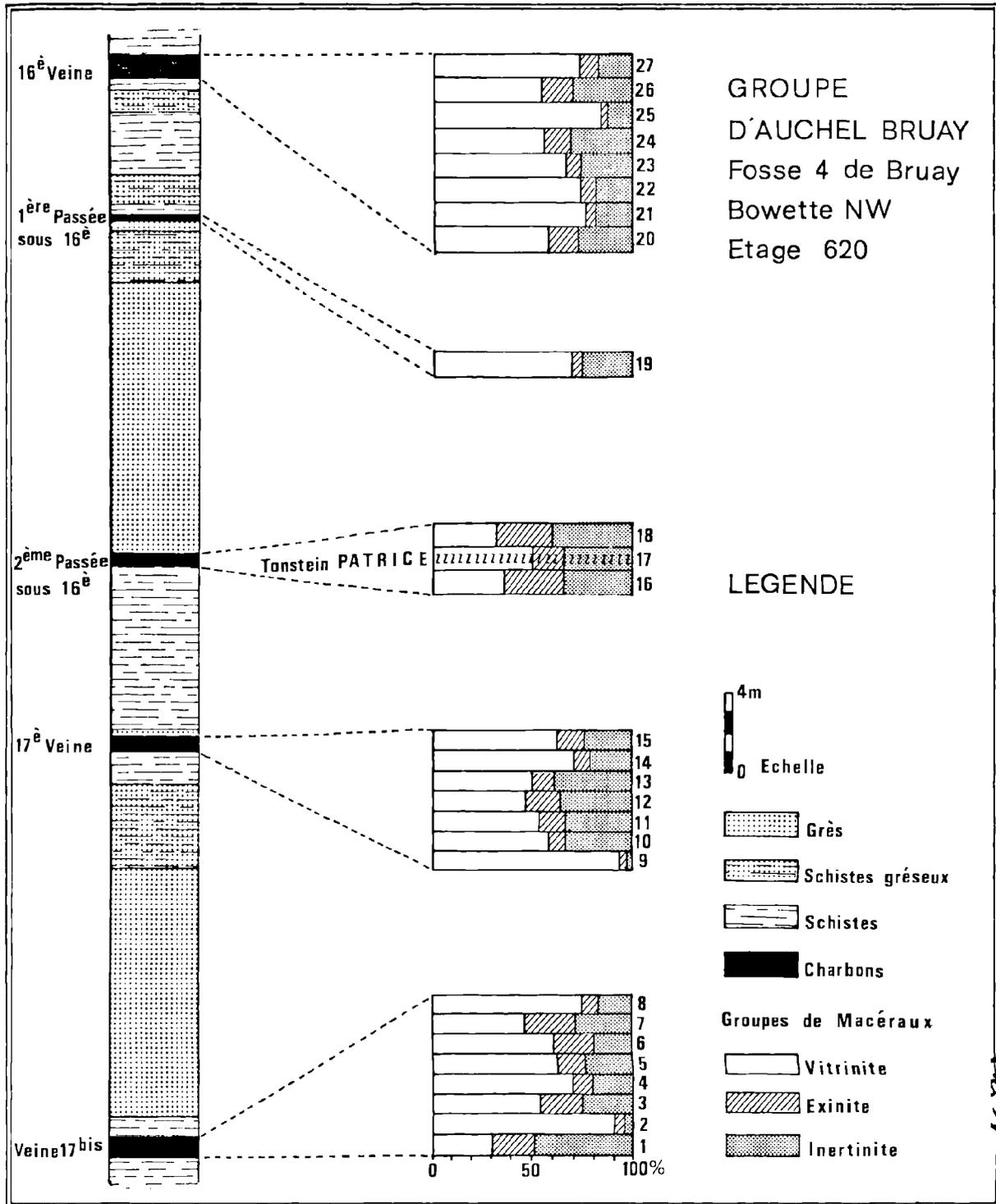


Fig. 1. — Diagramme représentatif de la composition en groupes de macéraux de veines voisines du tonstein Patrice à la fosse 4 de Bruay.

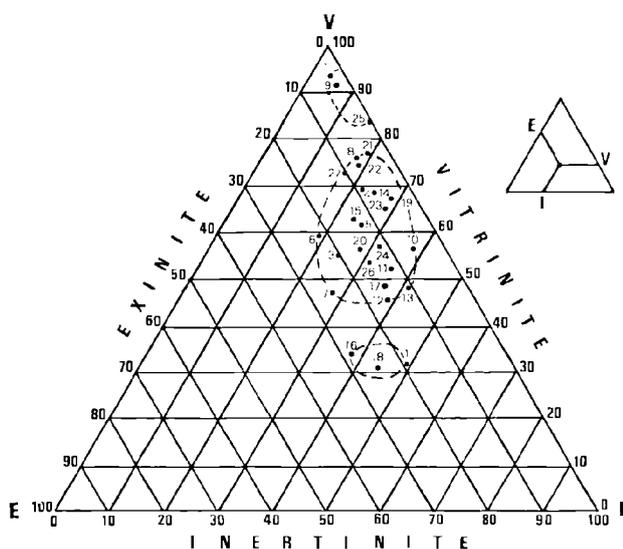


FIG. 2. — Diagramme triangulaire VEI de veines voisines du tonstein Patrice à la fosse 4 de Bruay.

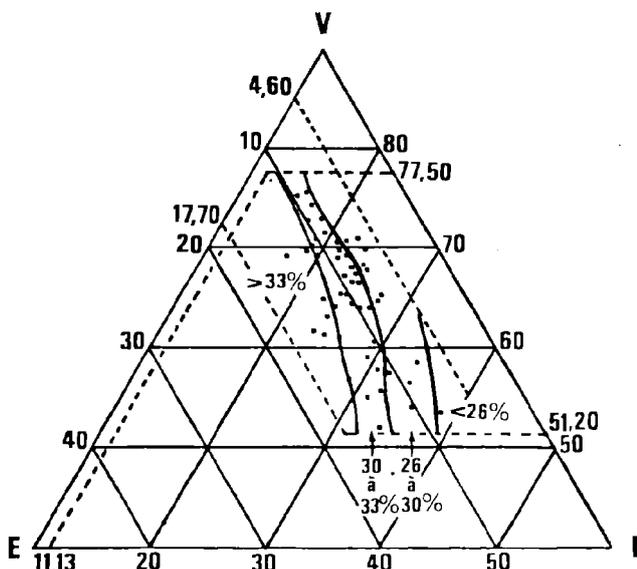


FIG. 3. — Relations entre la composition en groupes de macéraux et les teneurs en matières volatiles de charbons belges du bassin de Campine.

variant de 2 à 8 minutes. A ces grandes différences s'ajoutaient encore celles portant sur la quantité de matière mise en œuvre, la granulométrie, le type de four, de nacelle et de garde utilisés, etc... Il résultait de ces dissemblances des différences atteignant 2 à 3 points dans l'indice des matières vola-

tiles pour un même charbon; si bien que les géologues doivent se garder soigneusement, dans ce domaine, de conclusions qui seraient basées uniquement sur des différences de cet ordre de grandeur. D'autant plus que les pétrographes ont démontré depuis que les fluctuations dans la composition pétrographique du charbon d'une même veine, pouvaient conduire à des fluctuations encore plus importantes de l'indice des matières volatiles. Heureusement, grâce au travail persévérant de l'ISO, on peut espérer que, dorénavant, tous les pays s'aligneront sur la méthode unique proposée pour l'établissement de l'indice des matières volatiles et que, seules, les différences dues à la constitution pétrographique des charbons resteront à apprécier.

Des travaux minutieux d'extraction et de séparation des principaux macéraux du charbon ont permis, en effet, d'en connaître assez exactement les divers indices de matières volatiles et l'on sait, par exemple, que dans une houille d'indice global de matières volatiles égal à 35, l'exinite peut avoir un indice moyen de 60, l'inertinite un indice moyen de 15 et la vitrinite un indice moyen de 38. Une étude statistique des fluctuations dans la composition pétrographique des veines de houille a montré que ces fluctuations pouvaient influencer de 5 points au moins l'indice des matières volatiles dans les houilles les moins évoluées. Dès lors, il fallait rechercher un indice plus valable pour la détermination correcte du degré d'évolution des houilles. Les pétrographes ont alors montré que la mesure du pouvoir réflecteur de la vitrinite était la meilleure méthode possible de détermination du rang.

a) LE POUVOIR REFLECTEUR (PR).

Par définition, le pouvoir réflecteur d'un échantillon est égal à la valeur du rapport entre l'intensité de la lumière réfléchiée et celle de la lumière incidente. En pratique, on compare la quantité de lumière réfléchiée par une aire déterminée de la surface polie d'un étalon de référence, de PR connu, à la quantité de lumière réfléchiée par une aire identique de la surface polie de la vitrinite pure de la houille; la règle de trois donne le PR de la vitrinite considérée. Le pouvoir réflecteur s'exprime en pourcentage. La simplicité du principe ne s'accompagne malheureusement pas d'une égale simplicité dans l'exécution de la mesure. Ces mesures nécessitent un appareillage très perfectionné: un microscope par réflexion, un photomultiplicateur, un système enregistreur, des appareils stabilisateurs de courant. Les mesures sont réalisées à l'immersion dans l'huile sur des surfaces

sèches (la teneur en eau d'un charbon perturbe les mesures) soumises à un polissage sans relief. L'automatisme de telles mesures est maintenant effectif. Pour déterminer le rang de la houille d'une veine, on mesure le PR d'un nombre suffisant de grains de vitrinite uniformément répartis sur la surface polie d'un échantillon granulaire représentatif de la veine considérée. Cent mesures, au maximum deux cents mesures, sont nécessaires pour obtenir la valeur moyenne précise et bien reproductible. Toutes les 25 mesures on vérifie l'étalonnage de l'appareil. En raison de l'anisotropie des charbons de haut rang, on opère en lumière polarisée. Pour des charbons de ce type, on recherche les pouvoirs réflecteurs maximal et minimal. Les valeurs limites seront différentes pour un échantillon en grain ou un échantillon en bloc d'une même houille. On comprend aisément que les grains soient orientés au hasard dans la résine d'enrobage alors que sur les blocs, les mesures sont constamment effectuées dans des plans perpendiculaires à la stratification. Les résultats de ces mesures sont exprimés dans un diagramme particulier appelé "réflectogramme", qui donne la fréquence, en pour-cents, des diverses valeurs mesurées du PR. La courbe ainsi obtenue a l'allure d'une courbe de Gauss. On calcule alors pour chaque série les écarts-types et les coefficients de variations (fig. 4).

D'une manière générale, dans un charbon, l'exinite a le pouvoir réflecteur le plus faible, l'inertinite le plus fort et la vitrinite un pouvoir réflecteur intermédiaire. La fig. 5 montre qu'à partir d'un certain rang, l'exinite présente le même

pouvoir réflecteur que la vitrinite. Les spores, par exemple, sont fondues dans le ciment. Des travaux récents (B. Alpern et M.J. Lemos de Sousa, 1970) (*), ont montré que chez certains anthracites, la vitrinite peut présenter un pouvoir réflecteur supérieur à celui de la fusinite (fig. 6).

Récemment encore, il a été démontré que les houilles belges de bas rang présentent des écarts-types de leur pouvoir réflecteur relativement faibles et constants, puis, au delà d'une certaine valeur, ces écarts-types croissent avec le rang. Les coefficients de variation sont très élevés pour les houilles peu évoluées, mais diminuent quand le rang augmente pour devenir constants depuis les houilles à 25 % de matières volatiles jusqu'aux anthracites. De telles variations pourraient peut-être servir à caractériser les veines, et du même coup, être utilisées comme indicateur stratigraphique.

On n'a pas pu établir de règle de répartition des diverses valeurs de PR dans les vitrinites qui succèdent du mur au toit d'une même veine. Par contre, on a constaté, comme on l'avait d'ailleurs fait pour l'indice des matières volatiles, que le PR d'une même veine fluctuait géographiquement, et de nombreux travaux ont mis en évidence le rôle joué, dans ce domaine, par différents facteurs comme : la vitesse, la profondeur et la durée d'enfouissement, les poussées tectoniques ou encoré la

(*) B. ALPERN et M.J. LEMOS DE SOUSA (1970). — Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite et de la fusinite des houilles. *C.R. Ac. Sc.*, t. 271, Paris.

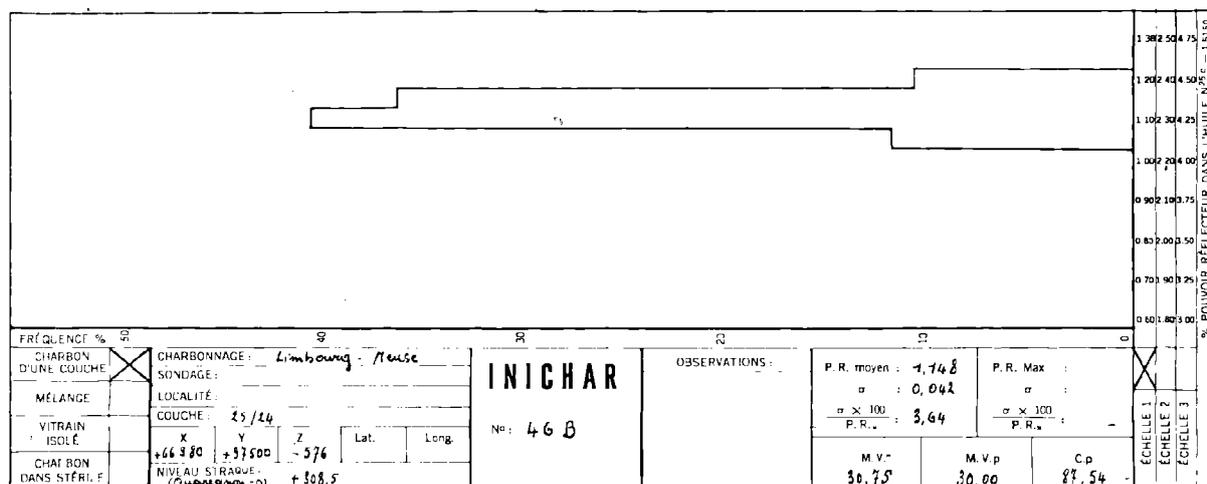


FIG. 4. — Réflectogramme de la couche 25/24 du Charbonnage de Limbourg-Meuse.

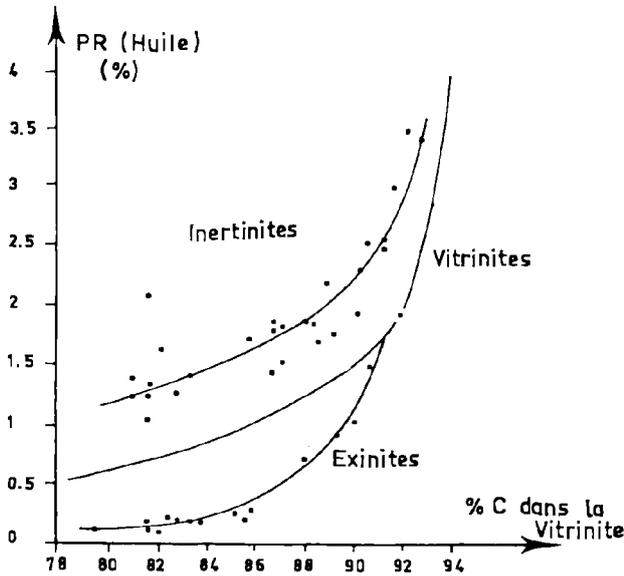


FIG. 5. — Pouvoir réflecteur des groupes de macéraux (D'après D.W. VAN KREVELEN et J. SCHUYER).

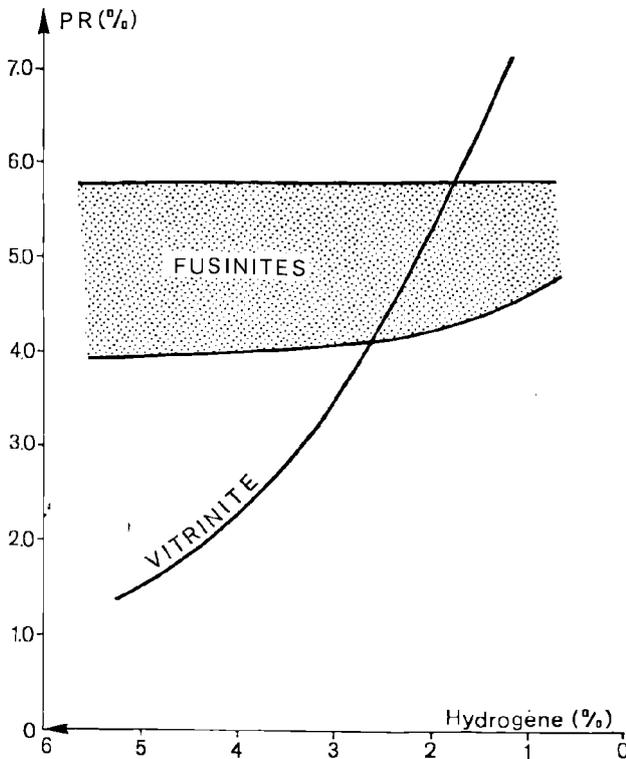


FIG. 6. — Evolution de la réflectance de la vitrinite et des fusinites en fonction de la teneur en hydrogène (D'après B. ALPERN et M.J. LEMOS DE SOUSA, 1970).

mise en place de masses intrusives profondes, tous ces facteurs intervenant en définitive, pour modifier, soit la température, soit la pression de la matière organique sédimentée.

b) LA MICRODURETE VICKERS (HV).

On mesure généralement la microdureté Vickers en Kg/mm². La technique consiste à laisser tomber un diamant pyramidal à base carrée, chargé d'un poids déterminé, d'une hauteur donnée en un temps donné. Avec l'appareil que nous utilisons, le diamant possède un angle au sommet égal à 136° ; il est solidaire d'un plateau (poids total, diamant, montage et plateau : 15 g) tombant d'une hauteur de 0,4 mm en 17 secondes.

Dans ces conditions, la microdureté Vickers (HV) est donnée par la formule :

$$HV = \frac{1854. P}{d^2}$$

HV = microdureté Vickers en kg/mm²,

P = charge d'essai en grammes,

d = diagonales des empreintes en microns.

On doit laisser le diamant au contact de l'échantillon pendant 10 secondes au minimum. On mesure alors *d* grâce à un vernier optique.

La fig. 7 montre clairement que la microdureté n'est pas une fonction linéaire des indices de matières volatiles. La microdureté Vickers des anthracites est la plus élevée, puis sa valeur décroît pour les maigres et les demi-gras, passe par un minimum pour les charbons gras à courte flamme, croît ensuite pour les charbons gras et les flambants gras et atteint un maximum pour les flambants secs. Les échantillons recueillis dans un sondage ont permis de suivre l'évolution de la microdureté, en fonction de la profondeur. Dans ce cas particulier, il a été constaté que la microdureté croît avec la profondeur alors que, pendant le même temps, les matières volatiles décroissent conformément à la loi de Hilt.

3) L'acquisition du rang.

Un premier ensemble de facteurs pouvant influencer le rang d'un charbon est la nature des débris végétaux (composition macérale) et les conditions de dépôts. A. Duparque a beaucoup insisté sur l'influence de ces facteurs qui relèvent de la carbonification biochimique. Des études statistiques sur ordinateur ont permis de montrer que le pou-

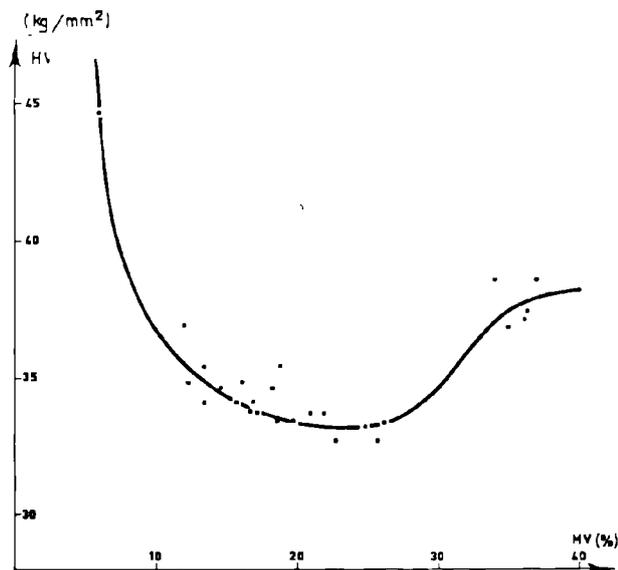


FIG. 7. — Microduretés Vickers de charbons du bassin du Nord et du Pas-de-Calais.

voir réflecteur et les teneurs en matières volatiles étaient effectivement liés à la composition macérale, c'est-à-dire en définitive à l'origine botanique des tissus. A ce titre, la composition macérale originelle représente un facteur de houillification. Mais elle n'est pas essentielle et l'acquisition du rang dépend également, nous l'avons signalé plus haut de phénomènes appartenant à la carbonification géochimique.

On a constaté depuis longtemps que, sur une verticale, les teneurs en matières volatiles des combustibles diminuent avec l'accroissement de la profondeur et que, simultanément, les teneurs en carbone fixe augmentent. La "loi de Hilt" traduit ces phénomènes. On invoque généralement pour expliquer le processus de houillification, l'enfouissement, la pression, la température et le temps. La recherche des facteurs déterminants s'effectue par éliminations successives des paramètres. On étudie par exemple des veines de même âge peu houillifiées, présentant une composition macérale homogène et ayant subi des enfouissements différents.

La construction des lignes isovolatiles, ou d'égal pouvoir réflecteur, permet de conclure, selon leur concordance, ou leur indépendance, faible ou totale, vis-à-vis de l'allure géométrique actuelle des veines, à une houillification pré-orogénique, synorogénique ou post-orogénique. L'étude de veines du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais a montré que

l'enfouissement pré-orogénique a été un facteur important de la carbonification géochimique. La température et le temps paraissent jouer un rôle plus grand que la pression. Des expériences récentes ont permis de démontrer que la pression statique ne favorise pas le processus chimique invoqué dans les phénomènes de houillification, mais qu'elle le retarde plutôt. Elle changerait la structure physique. L'orientation des micelles et l'acquisition de l'anisotropie en sont le témoignage. La houillification physique précéderait la carbonification chimique.

IV. — APPLICATIONS PRATIQUES

Sans aucun doute, l'application pratique la plus importante de la pétrographie des charbons et de la mesure du PR en particulier concerne, aujourd'hui, l'étude des mélanges de charbons à coke. Dans le temps, aujourd'hui combien révolu, où la cokerie pouvait disposer pour son approvisionnement, d'un seul type de charbon gras A, titrant idéalement 24 % de matières volatiles, l'obtention d'un bon coke sidérurgique ne posait pratiquement aucun problème. C'est là, où l'on a voulu, comme en Lorraine, valoriser des charbons régionaux peu aptes, naturellement à donner un bon coke, qu'est née la première méthode de préparation industrielle des pâtes à coke, basée sur les propriétés des macéraux et des microlithotypes. Le procédé sovaco de broyage sélectif de la pâte à coke permettait, en effet, l'utilisation optimale de l'inertinite contenue dans la houille ainsi que des durites peu cokéfiantes. L'épuisement progressif des réserves mondiales en bons charbons à coke naturels, d'une part, et le déclin rapide de l'industrie charbonnière d'Europe Occidentale, d'autre part, obligèrent nos cokiers à enfourner des mélanges de plus en plus complexes de charbons d'origines de plus en plus diverses, dont ils ne connaissaient, au point de vue constitutif, que l'indice des matières volatiles.

Or, comme nous venons de le voir, cet indice est en soi, un paramètre déjà insuffisant lorsqu'il s'agit d'un seul charbon. Pour des mélanges inconnus, il perd pratiquement toute valeur.

Récemment encore, plusieurs cokeries européennes ont cru trouver sur le marché extérieur un bon charbon à coke peu coûteux, dont l'indice de MV était l'indice idéal de 24. Or, ce charbon s'est révélé totalement inerte dans le four à coke. L'analyse pétrographique révéla, en effet, d'une part, que le PR de la vitrinite de ce charbon était celui

d'un charbon flambant, presque d'un lignite et, d'autre part, qu'il était composé pour près de 80 % de macéraux inertes : fusinite, semi-fusinite et micrinite.

Ainsi donc, seule l'analyse pétrographique comprenant la détermination du rang et l'analyse pétrographique quantitative permet actuellement, au cokier de connaître avec exactitude la composition des charbons à coke qu'il reçoit, et de corriger ses mélanges en fonction de cette composition afin d'obtenir, dans tous les cas, le meilleur coke sidérurgique possible.

A titre d'exemple, la fig. 8 donne le réflectogramme d'un mélange à coke complexe. La courbe montre ici trois pics auxquels correspondent les trois types de charbon intervenant dans le mélange. En cas de fluctuations dans la composition du mélange, celles-ci apparaissent aussitôt dans le réflectogramme et le cokier peut rétablir la composition primitive par adjonction du ou des types de charbons déficients.

Les pétrographes des charbons ont voulu aller plus loin et ils ont aussi recherché si l'analyse pétrographique de la pâte à coke ne pouvait pas servir efficacement à la prédiction de la qualité du coke à obtenir.

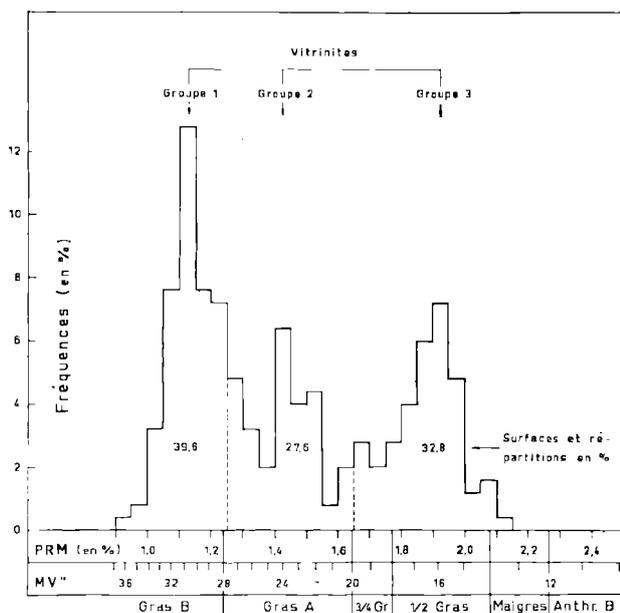


FIG. 8. — Réflectogramme analytique d'un mélange à coke.

Déjà, les pionniers de la pétrographie des charbons : Duparque, Hoffman, Légraye, Seyler, Stopes, Stach et Thiessen, avaient mis en évidence, bien avant 1940, le comportement très différent des lithotypes : vitrain, clarain, fusain, durain, à la cokéfaction. Ils avaient reconnu le caractère inerte du fusain et de certains durains et le pouvoir de gonflement du vitrain et du clarain dans une large zone de rangs des houilles humiques. Des travaux plus fondamentaux sur les macéraux eux-mêmes furent ensuite entrepris par Van Krevelen et Kröger, mais ce furent deux russes, Ammossov et Eremin qui, les premiers, essayèrent de calculer la résistance mécanique des cokes à partir des données de l'analyse pétrographique quantitative. Ils furent bientôt suivis dans cette voie par des chercheurs américains : Berry, Fusner, Gray, Harrison et Shapiro, qui trouvèrent des formules donnant la résistance mécanique d'un coke à partir des données de l'analyse pétrographique, dans des conditions standardisées de cokéfaction et de granulométrie de la pâte à coke. C'est la valeur du rapport macéraux réactifs/macéraux inertes qui prenait la part essentielle dans cette formule qui, par des améliorations successives, a permis de calculer la résistance mécanique des cokes avec une précision de ± 2 points. Thompson et ses collaborateurs améliorèrent nettement la formule en mettant en évidence le caractère inerte de certaines vitrinites appelées pseudo-vitrinite. Des travaux analogues ont été poursuivis dans d'autres pays : en France, en Pologne et en Australie, mais, pour l'Europe, c'est au Bergbau-Forschung, à Essen, que Mademoiselle Mackowsky a obtenu les résultats les plus intéressants. Elle a pris pour point de départ une formule aujourd'hui classique, mise au point par ses collègues allemands Beek et Simonis, pour prévoir la résistance mécanique des cokes à partir de données autres que pétrographiques et dans laquelle interviennent, notamment, la répartition granulométrique de la pâte à coke, son comportement au dilatomètre, les conditions de cokéfaction et les résultats des analyses élémentaire et immédiate. M^{lle} Mackowsky a remplacé, précisément, les résultats de ces dernières analyses par les résultats de l'analyse pétrographique : répartition des pouvoirs réflecteurs et analyse des groupes de macéraux, et elle a pu démontrer que la formule ainsi modifiée permettait de calculer et d'optimiser la résistance mécanique du coke, le rendement en gaz, en goudron brut et en benzol brut.

Ainsi donc, la pétrographie des charbons prenait droit de cité dans la pratique industrielle et

la plupart des grandes cokeries possèdent aujourd'hui un laboratoire d'analyses pétrographiques.

L'Allemagne est allée plus loin encore dans la voie de l'utilisation pratique de la pétrographie. Elle vient de constituer un réseau de laboratoires de pétrographie couvrant toutes les mines de la Ruhr et chargé d'analyser les charbons de chaque centre d'extraction. Les renseignements ainsi obtenus sont centralisés et, associés à d'autres observations sur les divers "dérangements" du gisement, les étreintes et les "wash-out", ils servent à l'élaboration du planning d'exploitation pour l'ensemble du bassin.

A cause de l'importante différence de résistance mécanique entre les divers lithotypes, la description pétrographique des profils de veine aide notamment aussi dans le choix du mode et du matériel d'abattage, comme dans la prévision des courbes de répartition granulométrique de la houille extraite. L'examen pétrographique du charbon, qui comprend aussi celui de ses inclusions minérales et de leur répartition, permet encore de mesurer le degré de pureté du charbon et d'en prévoir le degré de lavabilité. Qu'il nous suffise aussi, à propos des inclusions minérales dans la houille, d'évoquer ici l'importance stratigraphique que présentent certaines d'entre elles et notamment les tonsteins, dont l'intérêt est bien connu. Certains bancs de quartz, de même que des pyrites concrétionnées, sont aussi caractéristiques de certaines veines à toit marin.

Dans des domaines bien différents, l'étude pétrographique des charbons industriels a montré, par exemple, le rôle défavorable joué par une trop forte proportion de fusite dans la fabrication des boulets au brai ou bien encore dans les centrales électriques où, en provoquant une inflammation retardée, c'est-à-dire une baisse de température dans les chambres à feu, elle provoque un encrassement important des surfaces des circuits de chauffe.

Pour terminer ce rapide tour d'horizon sur les applications industrielles de la pétrographie des charbons, il convient de citer deux domaines relativement nouveaux d'application de ses méthodes, à savoir : la prospection pétrolière et la pollution atmosphérique.

En ce qui concerne la pollution atmosphérique, les méthodes de la pétrographie peuvent être appliquées avec succès au domaine des poussières industrielles provenant de la sidérurgie, de la cokerie et, naturellement, de l'industrie charbonnière.

Dès 1936, Stach et Meldau avaient attiré l'attention sur cette possibilité. L'un de nous a publié récemment, en collaboration avec M. Dotreppe-Grisard, de l'Université de Liège, l'étude d'une pollution atmosphérique de cette nature. Il en ressort que l'étude morphologique des poussières examinées au microscope en lumière réfléchie, associée à la mesure de leur PR, permettait non seulement d'en déterminer la nature et, de ce fait, de trouver l'origine de leur émission, mais encore de donner une analyse quantitative de ces poussières, ce qui conduit à l'établissement de zones de pollution à partir des centres d'émission, facilitant ainsi le choix des mesures susceptibles de diminuer ou de supprimer la pollution.

Les méthodes de la pétrographie des charbons semblent applicables à des poussières industrielles d'autre nature encore. Nous citerons, notamment, les fibres minérales de l'asbeste, qui entrent dans la fabrication d'un nombre de plus en plus grand de produits industriels, notamment des plastiques et des freins des automobiles, et elles contribuent, de ce fait, de plus en plus, à la pollution de l'air. Comme ces fibres provoquent chez les ouvriers qui sont longuement exposés à leur inhalation une maladie professionnelle appelée asbestose, et qu'elles semblent un élément favorisant le cancer, leur détection et leur dosage dans les poussières atmosphériques prend de plus en plus d'importance.

Quant au domaine de la prospection pétrolière, il est abordé aujourd'hui par les méthodes de la pétrographie des charbons qui s'appliquent à l'étude de la matière organique dispersée dans les roches : mesure du PR sur surface polie et mesure d'absorption lumineuse, soit sur lame mince polie, soit sur préparations contenant la matière organique extraite de la roche suivant les méthodes traditionnelles de la palynologie. Dès 1958, Madame Teichmüller constate dans le Wealdien de la Basse-Saxe qu'une relation existe entre le degré d'évolution des charbons et les indices pétroliers : la zone d'antracites est privée d'huile malgré la présence de structures géologiques favorables, la zone des flambants gras et secs ne comporte que des indices d'huile et de gaz ; seule la zone à flambants secs et à lignites comporte des accumulations commerciales. Les recherches les plus récentes sur la genèse des pétroles ont montré que le facteur thermique joue un rôle prépondérant sur la transformation en pétrole de la matière organique dispersée dans les roches. Or, c'est aussi le facteur thermique qui joue le rôle prépondérant dans l'évolu-

tion des charbons, du stade lignite aux stades anthracite et graphite.

C'est de cette analyse et de ces observations qu'est venue aux pétroliers l'idée d'utiliser les méthodes pétrographiques et palynologiques de mesure du rang, pour évaluer le degré d'évolution de la matière organique des roches. Deux études simultanées ont paru, il y a moins d'un an, sur ce sujet, l'une de Staplin, aux Etats-Unis, l'autre de Correia, à l'Institut Français du Pétrole. Correia conclut ainsi son travail : « En fait, les » microfossiles peuvent être considérés comme des » indicateurs thermiques, car ils indiquent avec » une précision relativement bonne la température » à laquelle la matière organique d'un sédiment a » été soumise. L'observation de l'état de conser- » vation des éléments figurés de la matière organi- » que nous permet de connaître le degré de matu- » rité des roches mères engagées dans les processus » de transformation de la matière organique en » hydrocarbures, et l'observation des éléments » figurés de cette manière organique est une métho-

» de relativement précise et efficace pour apprécier » le degré de transformation de la matière orga- » nique en pétrole ».

Cette conclusion est, pour la pétrographie des charbons, un puissant encouragement ; trop longtemps, on a voulu opposer industrie pétrolière et industrie charbonnière. Or, on constate aujourd'hui, dans les grands pays les plus industrialisés que ces deux industries extractives sont complémentaires, tant dans leur valorisation chimique que dans leurs méthodes d'étude et de recherche. Les ressources carbonées du monde sont relativement limitées et nos besoins de plus en plus grands. Nous devons donc unir nos efforts et non les disperser pour les utiliser avec un maximum de rendement et d'efficacité. Nous espérons, par ce bref aperçu sur les applications actuelles de la pétrographie des charbons, avoir montré que cette discipline scientifique contribue pour une part modeste, mais non négligeable, au développement industriel et à la sauvegarde de l'environnement humain.

2^{me} Partie : La formation des sédiments houillers

par A. BOROZ, P. DOLLÉ et E. QUINOT

I. — LA FORMATION DES BASSINS HOUILLERS DU CARBONIFERE (A. BOROZ)

Les bassins productifs du Carbonifère sont constitués essentiellement de trois termes lithologiques principaux qui sont : le charbon, les schistes et les grès ; il peut s'y ajouter exceptionnellement des bancs calcaires, mais toujours en proportions très réduites. Toutefois, tous les termes de passage peuvent exister entre les trois constituants principaux : charbon très cendreux, schistes charbonneux, schistes gréseux, grès schisteux. Il faut y ajouter également les grès grossiers, les poudingues et les brèches qui peuvent parfois constituer une partie importante de la série stratigraphique dans certains bassins. Cet ensemble de constituants organogènes et terrigènes est représentatif d'une sédimentation détritique très active qui s'apparente au type *mollasse* ; sa caractéristique essentielle est d'être continentale : en ce qui concerne l'origine des produits d'érosion, bien sûr, mais aussi quant à leur aire de sédimentation ; suivant la position de l'aire de sédimentation par rapport à la ligne de rivage de la mer, les bassins sont dits limniques

(intracontinentaux) ou paraliques (déposés en plaine côtière). Dans ce dernier cas, il peut se produire des incursions marines, mais qui restent toujours relativement rares dans un bassin riche en charbon. C'est le cas notamment du bassin houiller du Nord de la France.

1) Le sol de végétation.

Le caractère le plus évident des conditions continentales dans lesquelles se dépose une série houillère, est la présence répétée de *sols de végétation*. Un sol de végétation se caractérise par la présence d'un très grand nombre de racines parfois importantes (*stigmaries*) et de radicelles qui taraudent le sédiment dans lequel elles se sont implantées jusqu'à en faire disparaître l'aspect stratifié initial. Un sol de végétation est donc un témoin fossilisé de la présence d'une forêt houillère *en position de vie* ; la presque totalité des restes de cette forêt que l'on connait, montre que ces végétaux avaient une vie subaérienne ; il en résulte que la hauteur d'eau maximale (eau douce ou saumâtre) dans laquelle pouvaient vivre certaines espèces de cette forêt ne devait pas excéder quelques décimètres,

d'autres espèces pouvant vivre en série totalement exondée.

Dans certaines séries houillères, comme celles du Westphalien du Nord-Ouest de l'Europe, les sols de végétation pouvant se répéter plusieurs centaines de fois dans des strates atteignant plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, il en résulte que ces strates se sont déposées dans leur totalité en eau très peu profonde. Il a donc existé un mécanisme d'enfoncement des plateformes houillères qui a permis l'accumulation de plusieurs milliers de mètres de sédiments dans un bassin à hauteur d'eau toujours faible (*) : c'est le mécanisme qu'on appelle la *subsidence*. Quelle qu'ait été la vitesse de cette subsidence, on peut en conclure comme corollaire que l'érosion alimentant un bassin houiller avait une puissance importante puisqu'elle était constamment capable de rattraper l'enfoncement de ce bassin (fin de remplissage matérialisée par chaque sol de végétation).

2) La couche de houille.

Une couche de houille est due à l'accumulation des apports phytogènes provenant de la forêt houillère. Nous rappellerons simplement ici que les constituants sont finement lités, litage dû à la fois à l'accumulation lente des débris végétaux transportés par les eaux et à leur compaction, après enfouissement, par le poids des sédiments surincombants. Dans un grand nombre de bassins, la couche de houille repose sur un sol de végétation (mur des mineurs), mais il existe pratiquement toujours un hiatus entre la surface plus ou moins bosselée au sommet du sol de végétation et la base de la couche de houille dont la stratification n'épouse pas les irrégularités de cette surface, mais en remplit d'abord les parties basses. Il semble donc bien qu'il y ait destruction de la forêt par une reprise de la subsidence avant le dépôt de la couche de houille. Mais cette reprise de la subsidence doit être lente, puisqu'un fait d'observation, général dans un grand nombre de bassins, montre que tous les intercalaires de stériles dans une couche de houille sont chargés de radicales (**): ils constituent donc chacun un petit sol de végétation, ce qui démontre qu'au moment de sa formation, une couche de houille se dépose dans une hauteur d'eau faible compatible avec la vie des végétaux.

(*) PRUVOST P. (1930). — Sédimentation et subsidence. *Liv. Jub. Soc. Géol. Fr.*, Paris.

(**) BOURZOZ A. (1940). — Faciès et massifs de végétation dans la formation houillère du Nord de la France. Lille.

3) Le toit.

La fin du dépôt de la houille est matérialisée par la présence d'un *toit*, c'est-à-dire par l'apport d'un sédiment stérile qui interrompt l'accumulation des débris phytogènes. La nature des toits est très variable; quand il s'agit d'un grès ou d'un poulingue, il correspond à une arrivée brutale d'un sédiment grossier qui se dépose à la surface du dépôt phytogène, mais peut souvent aussi le raviner plus ou moins complètement; la plupart des toits sont constitués par des schistes gréseux ou des schistes lités (argiles indurées) dont la séparation d'avec le charbon de la couche se fait par une surface nette. C'est dans cette catégorie de toits que l'on rencontre le plus souvent un grand nombre de débris de plantes. Lorsque la texture du toit devient très fine, on constate concurremment la présence de tests de faune limnique et de matières bitumineuses, le passage de la houille à son toit restant extrêmement net.

Cependant, le passage de la houille à son toit peut se faire parfois par un processus différent: on constate à ce niveau une fine alternance de lits de charbon et de lits de schistes qui peut se produire sur une épaisseur atteignant ou dépassant le mètre: on assiste à un balancement entre les apports phytogènes et terrigènes qui suggère un dépôt en milieu très peu perturbé, avec des apports lents, dû à un changement lui-même très lent des conditions de sédimentation. Mais une des caractéristiques principales d'un véritable toit est l'absence totale de radicales, qui démontre que son dépôt se fait dans une hauteur d'eau suffisamment grande pour que les végétaux ne puissent pas s'y développer.

4) Le mécanisme de la subsidence.

De ce qui précède, on peut déduire que le phénomène de la subsidence a présenté une vitesse d'enfoncement qui a pu être variable dans le temps. Il est vraisemblable d'admettre qu'au dépôt d'un banc de grès épais et de grande extension géographique ou à celui d'un niveau marin par exemple correspond un enfoncement de la plateforme houillère qui a pu être important et relativement rapide, permettant une extension également rapide et homogène d'un même faciès sur de très grandes surfaces. Par contre, la présence d'un schiste charbonneux intercalé entre une couche et son toit est démonstrative d'un phénomène d'enfoncement lent: la sédimentation phytogène paraît "s'essouffler" à rejoindre la surface du plan d'eau et s'efface comme à regret par suite de l'éloignement

progressif de la forêt émettrice et la raréfaction des débris végétaux flottés, devant l'envasement de la zone de dépôt de la couche de houille.

On peut approcher d'une façon un peu plus précise le phénomène de la subsidence en se référant à la couche de houille elle-même, qui permet de définir *une vitesse critique de subsidence* (*) dans un bassin houiller : c'est la vitesse pour laquelle l'accumulation phytogène augmente en épaisseur d'une quantité égale à celle dont l'aire de sédimentation s'est enfoncée pendant le même laps de temps. Et c'est la présence d'intercalaires à radicules qui constitue le fil conducteur du schéma théorique suivant : la subsidence se produit d'une façon à peu près continue ; sa vitesse est lente, mais peut varier, sans accélération sensible, au tour de la vitesse critique. Au dessous de cette vitesse critique, l'accumulation phytogène parvient à compenser l'enfoncement du bassin et rattrape constamment le voisinage de la surface du plan d'eau. Au dessus de cette vitesse critique, l'accumulation phytogène est plus lente que l'enfoncement, et la couche finit par être noyée sous une épaisseur d'eau en constante augmentation.

L'arrivée momentanée d'une sédimentation stérile (par crue de rivière) au moment de l'accumulation phytogène produit toujours un intercalaire à radicules si la subsidence a une valeur inférieure à la vitesse critique.

Pendant les périodes où la subsidence a une vitesse supérieure à la vitesse critique, on aura un intercalaire à radicules tant qu'on se trouvera dans la zone de hauteur d'eau compatible avec la vie végétale, un toit hybride à radicules rares quand on se trouvera à la limite et un toit franc quand la hauteur d'eau sera supérieure à la limite compatible avec la vie végétale. Dans ce dernier cas, suivant la plus ou moins grande vitesse instantanée de la subsidence, la sédimentation terrigène s'installera avec plus ou moins de vigueur et il se déposera un schiste charbonneux ou un schiste pur.

Dans l'interprétation que nous proposons, le dépôt d'une couche de houille est lié uniquement à la valeur de la hauteur d'eau dans le bassin et au rythme des apports sédimentaires, mais pas directement à la valeur absolue de la subsidence elle-même. Cela rend compte du fait que, malgré des subsidences totalisées très différentes d'un point

à un autre d'un grand bassin, les distances entre les couches successives restent du même ordre de grandeur.

Le raisonnement précédent n'a de valeur que pour les bassins à sols de végétation. Pour les autres, les phénomènes sédimentaires doivent rester comparables, mais ces bassins permettent de poser les problèmes de l'autochtonie et de l'allochtonie.

5) Autochtonie et allochtonie.

Le problème de l'autochtonie ou de l'allochtonie d'une couche de houille a fait l'objet de tant de controverses qu'il nous paraît nécessaire de définir exactement le contenu de ces termes.

Pour les anciens auteurs, un charbon est autochtone s'il s'est formé à partir de débris végétaux issus de plantes ayant vécu sur le lieu même où se sont déposés ces débris. Mais on peut dire qu'à partir du moment où une feuille tombe d'un arbre, il y a déjà commencement de transport, et si on se réfère à la nature actuelle, il n'y a guère que les tourbières de pente, à sphaignes, qui présentent un caractère d'autochtonie véritable. Dans le cas des végétaux du Carbonifère et du fait de leur organisation, il ne peut y avoir d'autochtonie au sens propre.

Il nous paraît préférable d'utiliser le terme d'hypautochtone et le définissant de la manière suivante (*) : un charbon est hypautochtone s'il s'est formé à partir de débris végétaux ayant pu subir un transport plus ou moins grand, mais s'étant sédimentés dans un milieu dont la hauteur d'eau était suffisamment faible pour admettre une possibilité de vie végétale (présence possible d'intercalaires minces à radicules). Cette définition a l'avantage d'être cohérente avec le fait très général qu'il n'y a aucun lien, aucune proportionnalité entre l'épaisseur d'un dépôt de houille et l'importance du sol de végétation subordonné : dans la plupart des cas, par rapport à la couche de houille, la forêt qui lui donnait naissance était " ailleurs ".

Par contre, un charbon est indiscutablement allochtone s'il est formé à partir de débris végétaux sédimentés dans un milieu où la vie végétale était impossible au moment du dépôt de ces débris, du fait d'une hauteur d'eau trop grande. Dans les bassins houillers du Nord-Ouest de l'Europe, les exemples de ce dernier processus sont très peu fréquents.

(*) BOURGOZ A. (1958). — La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *IV^e Congr. Strat. Carb.*, Heerlen.

(*) Voir note ci-contre.

Par contre, dans les bassins stéphanien du Centre et du Sud-Est de la France, de telles houilles sont fréquemment observables : la Grande Couche du Stéphanien A du bassin du Dauphiné (La Mure) en est un excellent exemple (*). En bordure ouest du bassin, la couche présente une épaisseur de 6 à 8 m. Elle repose sur un sol à radicelles et stigmarias, et les quelques intercalaires minces qu'elle contient sont tous bourrés de fines radicelles, preuve évidente de son hypautochtonie. Mille mètres plus à l'Est, commence une zone où la couche repose sur des argiles sableuses dépourvues totalement de radicelles, mais présentant des phénomènes locaux de slumping, témoins d'une instabilité des fonds lacustres qui n'aurait pas été rendue possible s'il y avait eu des appareils radicaux à même de fixer ces fonds. Dans la partie Ouest de cette zone, les intercalaires de la couche ne contiennent que des menus débris végétaux flottés et plus ou moins carbonisés, à l'exclusion de tout appareil radicaux. Enfin, à l'Est de cette zone, où la Grande Couche atteint près de 20 m, les intercalaires peuvent présenter deux faciès. le plus fréquent se compose de schistes très fins à faune limnique, absolument comparables au toit de la couche ; l'autre, sporadique, se compose de schistes finement gréseux, stériles, à stratification entrecroisée, témoins de petits chenaux divagants à courant un peu plus rapide ; localement, la Grande Couche présente, dans cette région Est, une couche satellite, lenticulaire, à quelques décimètres dans son toit. Or, fait extrêmement significatif, à aucun endroit, le schiste séparant la Grande Couche de cette couche satellite ne constitue un sol de végétation, et son faciès est identique à celui du toit normal de la Grande Couche : schistes rubanés à faune limnique.

Tout cela constitue un exemple irréfutable de ce qu'une couche de charbon puissante peut se former sur des surfaces considérables dans des conditions d'allochtonie totale.

Finalement, la distinction que l'on peut faire entre hypautochtonie et allochtonie n'est basée que sur des conditions de hauteur d'eau et de possibilité de vie des végétaux dans le milieu récepteur. Mais, en fait, il n'y a pratiquement aucune différence d'aspect de la houille elle-même dans ces différentes conditions de dépôt, et l'on peut en conclure que dans tous les cas, la houille est une roche phytogène sédimentée par transport de débris végétaux, ce transport pouvant atteindre parfois des distances considérables.

(*) Voir note page précédente.

II.— LES RYTHMES SEDIMENTAIRES DANS LE HOUILLER (P. Dollé, E. Quinot)

Dans la formation des sédiments du Houiller, on peut observer une rythmicité dans les dépôts. Quel que soit le type de roche considéré, qu'il s'agisse de sédiments grossiers détritiques tels que les grès, brèches et poudingues, ou de dépôts plus fins, schistes micacés, schistes rubanés ou schistes bitumineux et même de houille proprement dite, le processus de mise en place est le même ; seuls changent : l'épaisseur du rythme, la nature du sédiment et le temps de sédimentation.

Dans le cas de sédiments détritiques grossiers, nous sommes en présence d'éléments apportés par une masse liquide possédant une charge solide élevée et une grande capacité de transport. Les formations se répartissent en banes épais, avec un granoclassement peu évident, un triage et un calibrage mal réalisés. Souvent aussi, la base du banc entamera le substratum sur lequel commence le dépôt. La fin des apports sédimentaires grossiers sera souvent aussi brutale que leurs débuts, et elles se matérialiseront par une coupure entre le banc inférieur et celui qui lui succède. Cette " cicatrice sédimentaire " sera soulignée par un mince filet argileux ou micacé indiquant une période de retour au calme avant la reprise de l'apport, soit grossier (on aura alors une plage dans le banc de grès pouvant éventuellement servir de plan de glissement), soit moins grossier (schistes plus ou moins fins ou micacés).

On observe aussi dans une succession de banes de grès, quels que soient les dépôts intermédiaires qui les séparent : schistes et même veines de houille (*), une certaine parenté sédimentaire entre les éléments qui constituent les bases des banes de grès. Ceux-ci semblent dériver les uns des autres par un granoclassement mieux réalisé et une usure plus poussée des éléments constitutifs. L'altération de la roche mère, dont est issu le sédiment détritique après transport, s'aggrave au fur et à mesure qu'on s'élève dans la succession gréseuse.

Ce processus se prolonge jusqu'à ce qu'un élément majeur intervienne à nouveau : en quelque sorte une reprise de l'érosion, suscitée par un ébranlement, par exemple conséquence lointaine d'une éruption volcanique ayant formé une pluie de cendre qui aboutira à la formation d'un ton-

(*) DOLLÉ P. (1964). — Corrélations à l'aide de la granulométrie sur plaques dans certains grès du Houiller du Nord - Pas-de-Calais. V^e Congr. Strat. Carb., Paris.

stein (*). Il y aurait réveil de l'érosion avant transport dans du matériel légèrement ameubli, plutôt que véritable orogénèse et rajeunissement du relief. Mais tous les débuts de séquences gréseuses ne débutent pas par le dépôt d'un tonstein : leur origine n'est pas mise en évidence dans ce cas.

La rythmicité dans les formations schisteuses offre des dépôts d'une épaisseur bien moindre : de l'ordre du millimètre, alors qu'on pouvait dépasser celui du mètre dans les formations gréseuses.

Les rythmes sont particulièrement visibles dans les schistes rubanés. Les apports y sont constitués par une alternance d'éléments plus grossiers à dominante siliceuse : quartz ; et d'éléments beaucoup plus fins, silicates : argiles et paillettes de micas. Les quartz indiquent la période d'apport en courant chargé ; les argiles et les micas indiquent au contraire le retour au calme de l'apport sédimentaire. Dans de telles formations, le classement est beaucoup mieux réalisé et il indique le plus souvent une remise en mouvement de sédiments plus grossiers et surtout plus mal distribués, en les transportant vers une partie plus centrale de l'aire de dépôt, tandis que les grès sont, dans la plupart des cas, abandonnés sur le bord du bassin sédimentaire en deltas avec des chenaux divaguants.

Si on examine les charbons en surface polie après les avoir traités au four à plasma d'oxygène d'E. Quinot (*op. cit.*), on observe, dans le bassin du Nord de la France, que les charbons formés depuis la base, à la limite Namurien-Westphalien A, jusque dans le Westphalien C supérieur, présentent une rythmicité composée par l'alternance de deux termes : des substances minérales, de dimensions microniques, alignées en couche monoélémen-

taire de grains juxtaposés ou en petits lits, et des substances d'origine végétale montrant encore des organisations de tissus végétaux, des cuticules et des spores, ainsi que de la vitrinite. Le binôme matériel détritique/matériel phytogène, s'observe sous une épaisseur moyenne de 5 à 10 microns. Ces rythmes s'empilent sur toute la hauteur de la veine de houille. Les apports minéraux pourraient provenir soit d'une légère pollution détritique dans l'eau de la lagune chargée seulement de débris végétaux et animée de courants très faibles, soit de poussières très fines transportées par le vent et provenant d'endroits exondés et secs situés en amont de la zone de croissance de la forêt houillère. Un tel processus impliquerait des temps très longs pour la formation des veines de houille. Les apports végétaux transportés lentement auraient le temps de macérer avant de se déposer horizontalement. Le climat relativement sec autoriserait des transports fréquemment répétés de fines poussières, en dehors des crues légères salissant l'eau de la lagune, sans pour autant en modifier le régime des courants internes (*).

En conclusion, on peut considérer que tout le dépôt du houiller est constitué par des apports rythmés déposés, soit dans des conditions de calme et de durée très grandes (houille), soit, à l'opposé, entraînés par des courants très chargés et à capacité de transport élevée, comblant, dans un temps beaucoup plus bref, l'aire de sédimentation à l'endroit où se forment les deltas plus rapidement que ne les enfonce la subsidence. Entre ces deux termes extrêmes existe toute la gamme des sédiments intermédiaires constitués par une reprise et une redistribution des apports deltaïques qui sont alors emmenés plus au large après lavage et triage de tous les constituants détritiques.

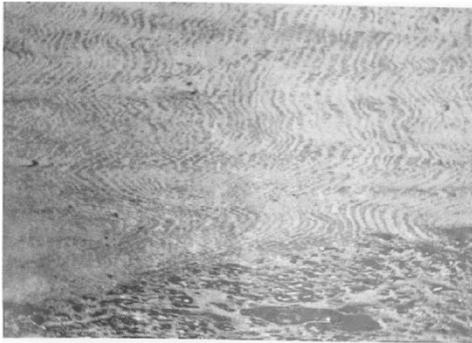
(*) DOLLÉ P. (1962). — Hypothèse sur les relations entre les tonsteins et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII.

(*) DOLLÉ P. (1970). — Sédimentation rythmée dans les charbons du Bassin Nord - Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVIII
Lumière réfléchie, immersion d'huile (Gr. = 9 à 140)

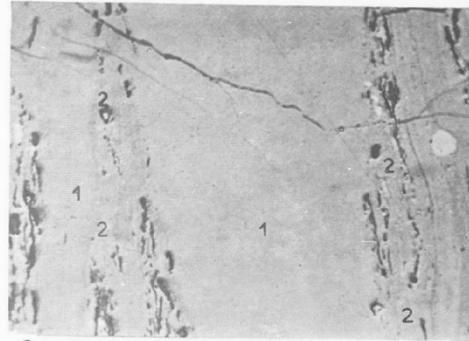
- FIG. 1. — Télinite à cavités cellulaires remplies de résinite plus foncée.
Jura - Sondage Lons II - couche 2.
- FIG. 2. — Collinite : 1, Télcollinite ; 2, Desmocollinite.
Lorraine - Ste Fontaine.
- FIG. 3. — Microspores (noires), Macrinite (blanche) et Inertodétrinite (blanche).
Jura - Sondage Lons II - couche 1.
- FIG. 4. — Cuticules (noires) et Semifusinite (blanche).
Lorraine - Ste Fontaine.

- FIG. 5. — Fusinite.
Lorraine-Wendel.
- FIG. 6. — Semifusinite à divers degrés de transformation. Coupes longitudinale (à droite) et transversale (à gauche).
Nord - Pas-de-Calais - Valenciennes.
- FIG. 7. — Sclérotinite.
Lorraine - Ste Fontaine.
- FIG. 8. — Granules de Micrinite (blancs).
Grande-Bretagne - Melton Field.



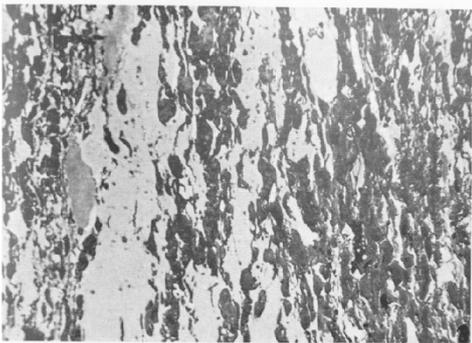
1

100 μ



2

100 μ



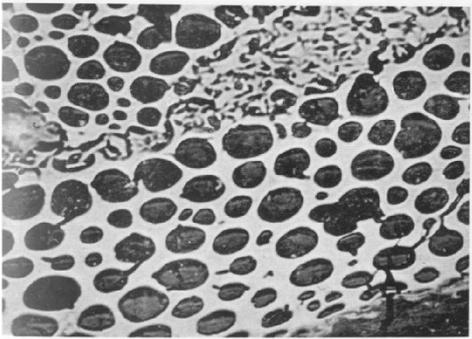
3

100 μ



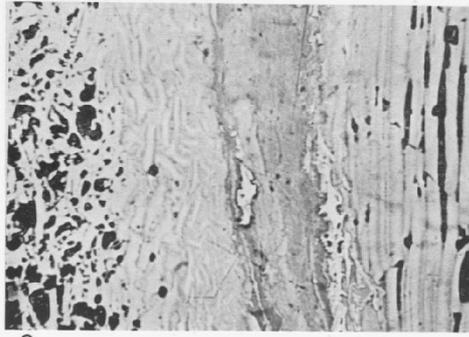
4

100 μ



5

100 μ



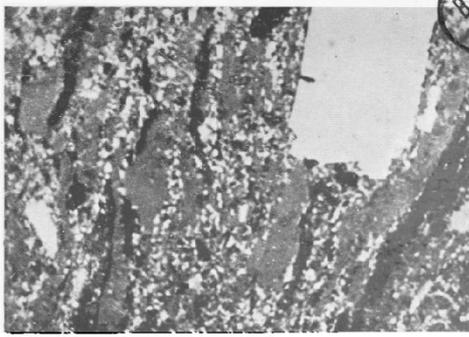
6

100 μ



7

100 μ



8

10 μ

Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France

par P. CORSIN et Paule CORSIN
(Planches XIX à XXVII)

Si l'on excepte la formation houillère durant laquelle la vie végétale s'est manifestée d'une façon intense, on ne trouve, dans le Nord de la France, que relativement peu de terrains renfermant une grande quantité de restes de plantes. Pourtant, on connaît aussi dans notre région, sinon des flores, du moins des florules fossiles, non seulement dans d'autres formations primaires, mais aussi au Secondaire et au Tertiaire. Cependant la quantité prodigieuse d'empreintes trouvées dans le Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, la richesse en familles, genres et espèces qu'on y rencontre, font que l'on a tendance à sous-estimer les enseignements que nous apporte la connaissance des plantes fossiles recueillies dans les divers étages autres que le Carbonifère. Quiconque, parlant de la Paléobotanique dans le Nord de la France, pense immédiatement à l'important gisement houiller qui s'y trouve, source d'innombrables empreintes de plantes fossiles.

L'un des plus anciens restes d'organismes pouvant être rapporté à des traces végétales est le *Corycium enigmatum* SIEDERHOLM (sorte de petits

sacs dont les parois montrent la présence de matière charbonneuse), qui est d'âge archéen et a été trouvé en Finlande. On peut considérer qu'à une époque où, sur la terre, il n'y avait pas de vie et où, au sein des mers, ne se manifestaient que des actions chimiques et physiques, a succédé une longue période durant laquelle la vie végétale était réduite à des manifestations biologiques qui, bien qu'elles soient intenses, restaient invisibles étant le fait de microorganismes (Bactériacées, Schizophytes). Un paysage, au Cambrien par exemple, se résoudrait à une mer uniformément agitée sans trace apparente de vie, à côté de volcans actifs et de montagnes sans aucune couverture végétale. Bien que la vie soit présente partout, ce n'est qu'un paysage pratiquement inanimé.

Dans le Nord de la France, la vie végétale connue débute au Silurien supérieur puisqu'on a trouvé, dans le Ludlowien traversé par des sondages en Artois, une Psilophytale à tiges rubanées, de la famille des Zostérophyllacées : *Taeniocrada decheniana* GOEPPERT (3).

P R I M A I R E

Flore du Dévonien du Nord de la France

I. — DEVONIEN INFÉRIEUR.

Des plantes fossiles ont été recueillies ou signalées en Artois et en Ardenne, dès l'extrême base du Dévonien inférieur.

1. ARTOIS.

En Artois, on connaît des florules à divers niveaux du Gédinnien et du Coblentzien, à la fois

dans le sous-sol, grâce aux travaux de mines, et dans les affleurements.

a) *Gédinnien*. Les florules du Gédinnien ne sont connues en Artois que par des échantillons trouvés, en profondeur, dans des sondages ou lors de fonçages des puits de mines de charbon.

Les végétaux les plus anciens ont été récoltés lors du fonçage de la fosse n° 7 des Mines de l'Escarpelle (profondeur : 140 m) dans la série siluro-dévonienne non renversée reposant, grâce au

jeu de la grande faille de charriage eifélienne, sur le terrain houiller renversé. Ils appartiennent à la partie la plus inférieure du Gédinnien inférieur (56 et 57). Ce sont des restes de plantes rapportées à la classe des Algues : *Pachytheca striata* P. CORSIN et *P. sphaerica* HOOKER ainsi que l'une des plus anciennes Cryptogames vasculaires à tiges rubanées appartenant à l'ordre des Psilophytales : *Taenio-crada* (= *Haliserites*) *decheniana* GOEP. Cette plante fossile a encore été recueillie au moment du creusement de la fosse n° 4 des Mines de Drocourt (profondeur : 163 à 250 m) dans la partie supérieure du Gédinnien inférieur (57) ; elle y est associée à *Prototaxites* (*) *lafonti* P.C., Algue connue en structure conservée et rattachée aux Phéophycées.

D'autre part, au cours de l'exécution des fosses nos 1 et 1 bis de la Compagnie de Vimy et de Fresnoy, installées au pied nord du mont de Vimy (Pas-de-Calais), on a également trouvé, à la partie supérieure du Gédinnien inférieur, des restes de plantes appartenant encore aux Phéophycées (profondeur : 563 à 570 m) : *Prototaxites lafonti* P.C., avec les genres annexes se rapportant très probablement à cette même espèce : *Nematocaulis* P.C. (= pseudotige) et *Nematopetiolus* P.C. (= pseudo-pétiole). *Nematocaulis* est un rhizome trouvé *in situ* et connu en structure, ainsi que *Nematopetiolus*.

Ces mêmes fonçages de Vimy (56 et 57) ont encore révélé l'existence, dans le Gédinnien supérieur (profondeur : 333 à 560 m), de *Prototaxites lafonti* associé à *Nematopetiolus lafonti* P.C., *Nematoglobus lafonti* P.C. (= flotteurs) et *Nematofolium lafonti* P.C. (représentant une empreinte de pseudo-feuille). Des *Pachytheca* y ont aussi été trouvés, parmi lesquels on a pu déterminer *P. sphaerica* HOOK. et *P. capillata* P.C. Les végétaux fossiles du Gédinnien supérieur recueillis lors du fonçage de la fosse n° 6 des Mines de Liévin se rapportent encore aux genres *Prototaxites* et *Nematoglobus* (56 et 57). Le sondage de Bois-Bernard (Pas-de-Calais) a également fourni, vers la profondeur 1 000 à 1 060 m, des restes de *Prototaxites*.

b) *Coblentzien*. Des flores coblentziennes ont été trouvées en Artois dans des formations qui affleurent en diverses localités du Pas-de-Calais (54) et qui appartiennent, soit aux "grès de Matringhem" (gisements de Dennebreucq, Vincy et Beugin), soit aux "grès de Rebreuve" (gisements de Beugin

et de Rebreuve). Si les gisements de Dennebreucq, Vincy et Beugin n'ont fourni qu'une flore très pauvre constituée d'Algues (*Prototaxites* sp., *Pachytheca reticulata* P.C.), ceux de Matringhem et de Rebreuve ont permis de récolter une riche flore de Psilophytales à laquelle s'associent les premiers représentants des Lépidophytales et des Filicales.

La flore de Matringhem (15, 68, 70) est composée de Psilophytales (*Psilophyton goldschmidtii* HALLE, *Hostimella* sp., *Dawsonites* cf. *arcuatus* HALLE), de Lépidophytales (*Drepanophycus* (?) *crepini* STOCKMANS) et de végétaux d'attribution incertaine et discutée actuellement rattachés aux Filicales (*Calamophyton* sp. et *Aphylopteris* cf. *robusta* DAWSON). A Rebreuve, on a recueilli dans les lentilles argileuses intercalées dans les "grès de Rebreuve" (54, 69, 70), des fragments de végétaux de position systématique également douteuse et attribués aux Bryophytes (*Sciadophyton* cf. *laxum* STEIMANN et *Sporogonites exuberans* HALLE), ainsi que des Psilophytales : *Psilophyton princeps* DAWSON, *Taenio-crada decheniana* GOEP., *Dawsonites arcuatus* HALLE, *Dawsonites* cf. *minor* STOCKMANS, *Hostimella* sp., *Zosterophyllum artesianum* P. DANZÉ-CORSIN, *Yarravia minor* P. DANZÉ-CORSIN et des Lépidophytales : *Drepanophycus spinaeformis* GOEP. (*) et *Cyclostigma* HAUGHTON. Notons que ce gisement a fourni le plus ancien reste de Myriapode actuellement connu et qui est rattaché au genre *Eupheria*, ainsi que des débris d'ailes d'Insectes.

L'état de conservation des plantes recueillies dans le gisement de Rebreuve, et notamment de *Zosterophyllum artesianum* qui semble avoir été fossilisé *in situ*, tendrait à prouver que ces restes ont été conservés après avoir subi un enfouissement rapide sur les bords d'un cours d'eau.

2. ARDENNES.

La flore du Dévonien inférieur de l'Ardenne est beaucoup plus pauvre que celle de l'Artois.

a) *Gédinnien*. Plusieurs niveaux à Psilophytales ont été signalés à la base du Gédinnien dans les schistes accompagnant le Poudingue de Fépin (84) et on a pu y déterminer *Taenio-crada decheniana*. C'est encore cette même plante fossile qui a été trouvée dans les "schistes noirs de la vallée de l'Ourthe" appartenant à la partie moyenne du Dévonien inférieur (86).

(*) *Prototaxites* DAWSON = *Nematophycus* CARRUTHERS = *Nematophyton* PENHALLOW.

(*) *Drepanophycus spinaeformis* GOEPFERT = *Arthro-stigma gracile* DAWSON.

b) *Coblentzien*. C'est Carpentier (47) qui a figuré pour la première fois des plantes fossiles provenant du Coblentzien de l'Ardenne. Elles ont été recueillies à Mondrepuis (Aisne) dans les "Grès d'Anor". Comparées à *Asterozylon elberfeldense* KRAUSEL et WEYLAND par cet auteur, elles ont été rapportées récemment (70) aux genres *Psilophyton* DAWSON et *Hostimella* POTONÉ et BERNARD. D'autre part, dans divers affleurements de la grauwacke de Hierges du Coblentzien supérieur (gisements du Bois d'Angre, d'Ohain, de Trieux aux environs de Fourmies), Carpentier a encore signalé des Psilophytales (49). Celles-ci ont été étudiées à nouveau et rattachées aux genres *Psilophyton* et *Hostimella* ainsi qu'à *Dawsonites arcuatus* (69). Des Filicales primitives (cf. *Calamophyton*, cf. *Pseudosporochnus* et *Aphylopteris* cf. *robusta*) figurent également dans cette florule très fragmentaire et très mal conservée.

Signalons que l'on trouve encore des restes de plantes indéterminables dans l'arkose d'Haybes (base du Gédinnien), dans les grès de Saint-Hubert (Gédinnien supérieur) et dans les grès et schistes de Vireux (Coblentzien moyen).

II. — DEVONIEN MOYEN.

La seule flore du Dévonien moyen connue dans le Nord de la France appartient au Givétien. Elle a été signalée à Caffiers (Pas-de-Calais) pour la première fois en 1879 (103) par Zeiller qui y mentionnait la présence d'axes pouvant appartenir, soit à *Psilophyton princeps* DAWSON, soit à *Lepidodendron gaspianum* DAWSON, ainsi que de végétaux filicoïdes dont certains sont proches du genre *Rhodea* et d'autres analogues à *Rhodea condrusorum* CRÉPIN (*).

A la suite de la découverte de nouveaux échantillons dans le gisement de Caffiers, cette flore a été revue (55) et, au cours d'une étude préliminaire, on a pu y déterminer des Psilophytales (*Thursophyton* NATHORST), des Articulales (*Hyena elegans* KR. et WEYL.) et des végétaux d'affinité incertaine (*Aneurophyton germanicum* KR. et WEYL., plante qui est rattachée soit aux Filicales primitives, soit aux Ptéridospermales, et *Archaeopteris* que l'on rapproche actuellement des Cordaïtales).

(*) *Rhodea condrusorum* CRÉPIN = *Rhacophyton condrusorum* CRÉPIN.

III. — DEVONIEN SUPERIEUR.

La flore du Dévonien supérieur du Nord de la France est à peine connue. Seuls quelques rachis de *Sphenopteris condrusorum* CRÉPIN (= *Rhodea condrusorum*) ont été signalés dans les psammites famenniens de l'assise de Sains, à Sémeries et Ramousies (Nord), par Carpentier (41).

Flore du Carbonifère du Nord de la France

I. — CARBONIFERE INFERIEUR.

Le Dinantien est également pauvre en plantes fossiles et seulement quelques restes végétaux, souvent difficilement déterminables, ont été recueillis dans l'Avesnois. Ils ont été étudiés par Carpentier (38, 39, 40, 41), qui signale un banc à *Stigmaria* dans le Calcaire carbonifère supérieur (= Viséen) à Saint-Hilaire-sur-Helpe (38), de même que la présence, à Bachant l'Hoiripette, de *Sphenopteris bifida* LINDLEY et HUTTON et de *Sphenopteris (Telangium) dordodoti* (*) RENIER, espèce voisine, d'après lui, de *Sphenopteris affinis* L. et H. (39 et 41). D'autre part, Carpentier figure un bel exemplaire d'*Archaeosigillaria vanuxemi* GOEP. provenant d'Elclaibes (Nord) et recueilli dans le calcaire de Bachant (40). Il s'agit là d'une des premières Lycopodiales arborescentes à cicatrices foliaires bien délimitées, de l'ordre des Prélépidophytales.

D'une façon générale, tous les gisements de l'Avesnois où ont été recueillis des débris végétaux appartiennent au Viséen inférieur.

II. — CARBONIFERE SUPERIEUR.

Contrairement au Dinantien, le Carbonifère supérieur ou Houiller du Nord de la France, a fourni de tous temps de nombreuses empreintes et, parmi les plantes fossiles originaires du monde entier décrites et représentées en 1828 par Brongnart dans son important ouvrage intitulé "Histoire des Végétaux fossiles" (36), figure un certain nombre de végétaux provenant de cette région.

Au Carbonifère supérieur, un climat particulièrement favorable a en effet permis la formation, dans le Nord de la France, de grandes forêts riches en plantes diverses qui, favorisées par une température élevée (équatoriale) et bénéficiant d'une grande abondance d'eau, se sont installées en bordure et dans l'immense lagune "ouest-européenne".

(*) *Sphenopteris dordodoti* = *Rhacophyton dordodoti*.

Ces conditions géographiques (grande étendue de la lagune) et biologiques (eau, chaleur) liées à la différenciation de la flore qu'on y trouve à cette époque, permettent d'expliquer cette grande abondance de plantes. D'autre part, le milieu aquatique dans lequel ces végétaux ont pu se fossiliser a favorisé la préservation de nombreux restes et permet de comprendre la quantité prodigieuse d'empreintes que l'on peut récolter dans le terrain houiller.

On ne peut aborder que globalement l'étude de la flore du Carbonifère supérieur car les premiers paléobotanistes l'ont considérée dans son ensemble sans y introduire l'idée d'une zonation floristique, ne considérant les végétaux fossiles que du point de vue systématique. Puis viendra la division du Houiller du Nord, en quatre zones superposées du Nord au Sud, dont Boulay essaiera de dégager les caractères floristiques. Progressivement, la stratigraphie du Terrain Houiller se précisera et l'on pourra définir les associations végétales propres aux différents faisceaux du Namurien et du Westphalien du Nord - Pas-de-Calais.

1. - LES PREMIÈRES DESCRIPTIONS SYSTÉMATIQUES DE LA FLORE FOSSILE DU TERRAIN HOUILLER DU NORD.

a) *Connaissances paléobotaniques à l'époque de Brongniart.*

C'est dans le "Prodrôme d'une Histoire des Végétaux fossiles" (35), que Brongniart signale pour la première fois la présence de diverses empreintes provenant toutes des Houillères du Bassin de Valenciennes. Ce sont, en respectant la classification de Brongniart :

1° DANS LES CRYPTOGAMES VASCULAIRES (Classe III) :

— parmi les Equisétacées : *Calamites suckowi* BRGT.

— parmi les Fougères : *Sphenopteris trifoliata* BRGT., *Neuropteris loshii* BRGT., *N. gigantea* STERNBERG, *N. heterophylla* BRGT., *Pecopteris arborescens* ST., *P. davreuxi* BRGT., *P. obliqua* BRGT., *P. abbreviata* BRGT., *P. aequalis* BRGT., *P. gracilis* BRGT., *P. pennaeformis* BRGT., *P. triangularis* BRGT., *P. plumosa* BRGT., *Lonchopteris dournaisii* BRGT., *Sigillaria boblayi* BRGT., *S. dournaisii* BRGT.

— parmi les Lycopodiacées : *Lepidodendron rugosum* BRGT., *L. rhodianum* ST., *L. obovatum* ST., *Lepidophyllum boblayi* BRGT., *Stigmaria ficoides* ST., *Stig. rigida* BRGT.

2° DANS LES PHANÉROGAMES MONOCOTYLÉDONES (Classe V) :

— parmi les Cannées, mais à l'intérieur d'un groupe de végétaux dont la classe est incertaine : *Asterophyllites rigida* BRGT. et *A. delicatula* BRGT.

De 1828 à 1836, Brongniart (36) décrit et figure, en reprenant la même classification, un certain nombre de plantes fossiles du Bassin Houiller du Nord, parmi lesquelles on trouve, outre les espèces signa-

lées dans le Prodrôme, des formes nouvelles. C'est ainsi qu'il faut adjoindre à la liste précédente :

Sphenopteris trichomanoides BRGT., *Pecopteris dournaisii* BRGT., *P. dentata* BRGT., *P. delicatula* BRGT., *P. muricata* BRGT., *Lonchopteris bricii* BRGT., *Sigillaria elliptica* BRGT., *S. notata* BRGT., *S. mamillaris* BRGT., *S. scutellata* BRGT., *S. levigata* BRGT., *S. intermedia* BRGT., *Syringodendron cyclostigma* BRGT.

Par contre, ne sont pas reprises dans ce travail, les espèces suivantes qui figuraient dans le Prodrôme :

Neuropteris gigantea ST., *N. heterophylla* BRGT., *Pecopteris arborescens* ST., *P. davreuxi* BRGT., *P. gracilis* BRGT., *P. triangularis* BRGT., *Lonchopteris dournaisii* BRGT., *Sigillaria boblayi* BRGT.

De même, les Lycopodiacées et les Cannées n'y sont plus signalées.

Si l'on tient compte :

1° des espèces tombées en synonymie, parmi lesquelles il faut citer :

Sphenopteris trichomanoides (= *Tetratmena furcata* BRGT.), *Pecopteris dournaisii* (= *Alethopteris davreuxi* BRGT.), *P. aequalis* (= *P. pennaeformis* BRGT.), *P. delicatula* (= *P. plumosa-dentata* ARTIS BRGT.), *P. abbreviata* (= *P. miltoni* ARTIS), *Lonchopteris bricii* (= *Lonchopteris rugosa* BRGT.), *Lepidodendron rugosum* (= *L. obovatum* ST.), *Sigillaria dournaisii* (= *S. mamillaris* BRGT.), *S. elliptica* (= *S. davreuxi* BRGT.), *S. notata* (= *S. scutellata* BRGT.), *S. intermedia* (= *S. elongata* BRGT.), *Asterophyllites rigida* (= *Ast. longifolius* ST.) et *Ast. delicatula* (= *Ast. grandis* ST.),

2° des *nomen nudum* (espèces signalées mais non décrites, ni figurées) :

Lonchopteris dournaisii, *Pecopteris arborescens*, *P. gracilis*, *P. triangularis*, *Lepidodendron rhodianum*, *Lepidophyllum boblayi* et *Stigmaria rigida*,

3° des plantes rapportées à un genre nouveau mais qui conservent leur dénomination spécifique :

Neuropteris gigantea = *Paripteris gigantea*, *Sphenopteris trifoliolata* — *Diplotmema trifoliolata*, *Pecopteris muricata* = *Mariopteris muricata*, *Pecopteris obliqua* = *Neuropteris obliqua*,

4° des espèces réunies sous un même nom spécifique :

Pecopteris dentata, *P. plumosa* et *P. delicatula* = *P. plumosa-dentata*,

il reste donc parmi les plantes citées, décrites et figurées par Brongniart dans le Bassin Houiller du Nord de la France :

Calamites suckowi, *Asterophyllites grandis*, *Sigillaria boblayi*, *S. mamillaris*, *S. scutellata*, *S. davreuxi*, *S. laevigata* (*), *S. elongata*, *Syringodendron cyclostigma*,

(*) *Sig. laevigata* BRGT. = *Sig. levigata* BRGT.

Stigmaria ficoides, *Lepidodendron obovatum*, *Sphenopteris* (*Diplotmema*) *trifoliolata*, *Sph.* (*Tetratmema*) *furcata*, *Neuropteris loshii*, *N.* (*Paripteris*) *gigantea*, *N. heterophylla*, *N. obliqua*, *Pecopteris plumosa-dentata*, *P. pennaeformis*, *P. miltoni*, *Alethopteris davreuxi*, *Lonchopteris rugosa*, *Mariopteris muricata*.

Au total, près de 25 espèces de plantes diverses (Equisétacées, Fougères, Lycopodiacées, etc...) sont indiquées par Brongniart dans le terrain houiller du Nord de la France.

b) *Connaissances paléobotaniques à l'époque de Boulay.*

Dans son "Traité de Paléontologie végétale", Schimper (95) n'ajoute à la liste des végétaux donnée par Brongniart qu'une seule espèce : *Sphenopteris convexiloba* SCHIMPER qui, d'ailleurs, est tombée en synonymie avec *Sph.* (*Dipl.*) *trifoliolata*.

Quelques années plus tard, Breton (32) énumère près de 30 espèces de plantes fossiles provenant de la concession de Dourges et notamment *Sphenopteris irregularis* ST. [qui a été mis en synonymie avec *Sph.* (*Diplotmema*) *striata* GOTHAN] et *Sph. tridactylites* GEINITZ (qui peut sans doute être assimilé à *Hymenophyllites quadractylites* GUTBIER).

En 1876, Boulay (24) entreprend l'étude des seuls végétaux du terrain houiller du Nord de la France dans un ouvrage consacré à l'ensemble du Bassin. Les plantes citées ou figurées sont nombreuses ; ce sont (*) :

1°) parmi les Cryptogames vasculaires :

— DANS LES EQUISÉTACÉES : *Equisetides giganteus* SCHIMPER (= *Calamites varians insignis* WEISS), *Calamostachys* sp. (= *C. germanica* WEISS), *Calamites cisti* BRGT., *C. suckowi* BRGT., *C. gigas* BRGT. (= probablement *C. suckowi* BRGT.), *C. approximatus* SCHLOTHEIM (= *C. schützei* STUR), *Calamocladus longifolius* SCHIMP. (= *Asterophyllites longifolius* ST.), *Calamocladus rigidus* SCHIMP. (= *Ast. longifolius* ST.), *Calamodendron binervis* POULAY (= *Ast. equisetiformis* SCHL.), *Calamod. equisetiformis* SCHL. (= *Ast. equisetiformis* SCHL.), *Macrostachya infundibuliformis* SCHIMP., *Sphenophyllum schlotheimi* BRGT. (= *S. emarginatum* BRGT.), *S. emarginatum* BRGT., *S. erosum* LINDLEY et HUTTON (= *S. cuneifolium* ST.), *Annularia sphenophylloides* GUTB. (= *Ann. sphenophylloides* ZENKER), *Ann. radiata* ST. (= *Ann. radiata* BRGT.).

— DANS LES FOUGÈRES : *Sphenopteris trifoliolata* BRGT. (= *Diplotmema trifoliolata* BRGT.), *Sph. convexiloba* SCHIMP. (= *Dipl. trifoliolata* BRGT.), *Sph. nummularia* GUTB. (= *Dipl. nummularia* GUTB.), *Sph. obtusiloba* BRGT.

(*) Cette liste, comme celles qui suivront, comporte la dénomination des espèces adoptée par Boulay avec le nom d'auteur qu'il signale et éventuellement, entre parenthèses, la nomenclature et la synonymie adoptée actuellement.

(= *Dipl. obtusiloba* BRGT.), *Sph. irregularis* ST. (= *Dipl. striata* GOTHAN), *Sph. schillingi* ANDRAE (= *Dipl. schillingi* ANDR.), *Sph. schlotheimi* ST. (= *Dipl. sauveuri* CRÉPIN), *Pecopteris neuropteroides* EOUL. (= *Dipl. neuropteroides* BOUL.), *Sphenopteris macilenta* L. et H. (= *Eremopteris* (?) *macilenta* L. et H.), *Eremopteris artemisiaefolia* SCHIMP. (= *Erem. artemisiaefolioides* CRÉPIN), *Sphenopteris stipulata* GUTB., *Sph. formosa* GUTB., *Sph. hoeninghausi* BRGT. (= *Lyginopteris hoeninghausi* BRGT.), *Sph. macrophylla* GUTB. (= *Corynpteris coralloides* GUTB.), *Pecopteris sternbergi* SCHIMP. (= *Cor. angustissima* ST.), *Sphenopteris rotundifolia* ANDR. (= *Renaultia rotundifolia* ANDR.), *Sph. chrophyllodes* ST. (= *Renaultia chaerophylloides* BRGT.), *Sph. bronni* GUTB. (= *Hymenophyllites bronni* GUTB.), *Sph. goldenbergi* ANDR. (= *Discopteris* (?) *goldenbergi* ANDR.), *Sph. herbacea* BOUL. (= *Urnatopteris herbacea* BOUL.), *Sph. delicatula* ST. (= *Zeilleria delicatula* ST.), *Sph. tridactylites* BRGT. (*), *Sph. furcata* BRGT. (= *Tetratmema furcata* BRGT.), *Sph. flexuosa* GUTB. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Sph. trichomanoides* BRGT. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Sph. grandini* SCHIMP. (= *Tetr. alata* BRGT.), *Sph. dissecta* BRGT. (= *Tetr. dissectum* BRGT.), *Sph. acutiloba* ST. (= *Tetr. zeilleri* STUR), *Nephrolepis orbicularis* BRGT. (= *Cyclopteris orbicularis* BRGT.), *N. radians* EOUL. (= probablement diaphragme de *Calamites*), *Neuropteris cordata* BRGT. (= probablement *N. obliqua* BRGT. f. *impar*), *Odontopteris britannica* GUTB. (= *N. obliqua* BRGT.), *Neuropteris tenuifolia* SCHL., *N. heterophylla* BRGT., *N. loshii* BRGT., *N. attenuata* L. et H. (= *N. rarinervis* BUNBURY), *N. gigantea* ST. (= *Paripteris gigantea* ST.), *Pecopteris miltoni* BRGT., *P. pennaeformis* BRGT., *P. dentata* BRGT. (= *P. plumosa-dentata* ARTIS BRGT.), *P. delicatula* BRGT. (= *P. plumosa-dentata* ARTIS BRGT.), *P. pluckeneti* BRGT. (= prob. *Dicksonites potieri* ZEIL.), *P. nervosa* BRGT. (= *Mariopteris nervosa* BRGT.), *P. sauveuri* BRGT. (= *Mariopteris sauveuri* STUR), *P. muricata* BRGT. (= *Mariopteris muricata* BRGT.), *P. loshii* BRGT. (= *Mariopteris loshii* BRGT.), *Alethopteris serlii* GOEP. (= *Alethopteris serlii* BRGT.), *A. gracillima* BOUL. (= *A. decurrens* ARTIS), *A. mantelli* BRGT. (= *A. decurrens* ARTIS), *A. dournaisii* BRGT. (= *A. davreuxi* BRGT.), *A. lonchitica* ST. (= *A. lonchitica* SCHL.), *A. grandini* GOEP. (= *A. grandini* BRGT.), *A. valida* BOUL., *Lonchopteris rugosa* BRGT., *L. roehli* ANDR. (= *L. rugosa* BRGT.), *Dictyopteris brongniarti* GUTB. (= *Linopteris sub-brongniarti* GR. EURY), *Rhacophyllum lactuca* SCHIMP. (= *Aphlebia crispa* GUTB.).

— DANS LES LYCOPODIACÉES : *Lycopodium gutbieri* SCHIMP. (= prob. feuillage de *Bothrodendron*), *Lepidodendron aculeatum* ST., *L. sternbergi* BRGT. (= *L. aculeatum* ST.), *L. crenatum* ST. (= *L. aculeatum* ST.), *L. coelatum* ST. (= *L. aculeatum* ST.), *L. rimosum* ST., *L. volkmannianum* ST., *L. rhodeanum* ST. (= prob. *L. obovatum* ST.), *L. pustulatum* BOUL. (= *Lepidophloios larinicus* ST.), *Lepidophloios larinicus* SCHIMP. (= *L. larinicus* ST.), *L. intermedius* SCHIMP. (= *L. larinicus* ST.), *Ulodendron punctatum* SCHIMP. (= *Bothrodendron punctatum* L. et H.), *Knoria sellonii* ST. (= *Bothrodendron punctatum* L. et H.), *Rhytidodendron minutifolium* BOUL. (= *Bothrodendron minutifolium* BOUL.), *Knoria imbricataria* ST. (= *Knoria imbricataria* ST.), *Halonnia*

(*) Le *Sphenopteris tridactylites* BRGT. est une espèce du Namurien de Montelais (Loire-Atlantique). Sa présence dans le Bassin Houiller du Nord paraît douteuse, d'autant qu'elle n'a pas été retrouvée depuis Breton.

tortuosa L. et H., *Lepidostrobus variabilis* L. et H., *Sigillaria tessellata* BRGT., *S. knori* BRGT. (= *S. tessellata* BRGT.), *S. alveolaris* BRGT. (= *S. tessellata* BRGT.), *S. elegans* BRGT., *S. minima* BRGT. (= *S. elegans* BRGT.), *S. mamillaris* BRGT., *S. dournaisii* BRGT. (= *S. mamillaris* BRGT.), *S. conferta* BOUL. (= *S. mamillaris* BRGT.), *S. saullii* BRGT. (= prob. *S. mamillaris* BRGT.), *S. scutellata* BRGT., *S. elliptica* BRGT. (= *S. scutellata* BRGT.), *S. notata* BRGT. (= *S. scutellata* BRGT.), *S. oculata* BRGT. (= *S. scutellata* BRGT.), *S. pachyderma* BRGT. (= *S. scutellata* BRGT.), *S. duacensis* BOUL. (= *S. scutellata* BRGT.), *S. davreuxi* BRGT., *S. stenopeltis* BOUL. (= *S. davreuxi* BRGT.), *S. piriformis* BRGT. (= *S. davreuxi* BRGT.), *S. nudicaulis* BOUL., *S. laevigata* BRGT., *S. cycloidea* BOUL. (= *S. laevigata* BRGT.), *S. geinitzi* SCHIMP. (= *S. laevigata* BRGT.), *S. rugosa* BRGT., *S. candollii* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. graeseri* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. sillimanni* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. contracta* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. cortei* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. rimosa* GOLDENBERG (= *S. rugosa* BRGT.), *S. reniformis* BRGT., *S. latecostata* BOUL. (= *S. reniformis* BRGT.), *S. doblayi* BRGT., *S. walchii* SAUVEUR, *S. voltzi* BRGT., *S. elongata* ERGT., *S. polleriana* BRGT. (= *S. polleri* BRGT.), *S. deutschiana* BRGT. (= *S. deutschii* BRGT.), *S. transversalis* BRGT., *S. polyptoca* BOUL., *S. cyclostigma* GOLD. (= *Syringodendron* sp.), *Stigmaria ficioides* BRGT.

2°) parmi les Phanérogames (Plantes de famille indéterminée) :

Cordaites borassifolius UNGER (= *C. borassifolius* ST.), *Trigonocarpus noeggerathi* BRGT. (= *T. noeggerathi* ST.), *Rhabdocarpus clavatus* GEINITZ, *Carpolithes cordai* GEIN., *C. membranaceus* GEIN. (= *C. membranaceus* GOEP.).

Ainsi, sur les 136 espèces de plantes fossiles signalées, décrites ou figurées par Boulay, un peu plus de 90 seulement sont maintenues actuellement dans la littérature scientifique. Notons d'autre part que, sur 15 espèces créées par cet auteur, 6 seulement demeurent encore utilisées. Ce sont :

Pecopteris loshii (= *Mariopteris loshii*), *Nevropteris pteroides*, *Sphenopteris* (= *Urnatopteris*) *herbacea*, *Alethopteris valida*, *Rhytidodendron* (= *Bothrodendron*) *minutifolium*, *Sigillaria nudicaulis* et *S. polyptoca*.

Breton, en 1877 (33), étudiant le Houiller de l'extrémité est du Bassin du Nord de la France ainsi que celui du Boulonnais, y signale :

Pecopteris loshii (= *Mariopteris loshii*), *Nevropteris heterophylla*, *Sphenopteris coralloides* (= *Corynepteris coralloides*), *Trichomanites delicatulus* (= prob. *Pecopt. plumosa-dentata*), *Sphenophyllum erosum* (= *Sph. cuneifolium*), *Annularia radiata*, *Asterophyllites delicatulus* (= *Ast. grandis*), *Calamites suckowi*, *C. cystii*.

Dans un travail sur la Concession de Bully-Grenay (25), Boulay cite un grand nombre de plantes fossiles qui y furent recueillies et parmi lesquelles on note la présence de certaines espèces non reconnues jusqu'alors dans le Bassin Houiller du Pas-de-Calais. Ce sont, entre autres :

Sphenopteris latifolia BRGT. (= *Fortopteris* (*) *latifolia* BRGT.), *Sphenopteris acuta* BRGT. (= *Mariopteris acuta* BRGT.), *Pecopteris erosa* GUTB. (= *Corynepteris erosa* GUTB.), *Neuropteris angustifolia* BRGT. (= probablement *N. scheuchzeri* HOFFMANN), *Oligocarpia gutbieri* GOEP., *Megaphyton approximatum* L. et H., *Lepidodendron dichotomum* ST., *Sigillaria schlotheimiana* BRGT., *S. subrotunda* BRGT. (= *S. rugosa* BRGT.), *S. orbicularis* BRGT. (= *S. laevigata* BRGT.), *Calamites undulatus* ST., *C. ramosus* ARTIS, *Equisetites infundibuliformis* GEIN., ainsi que quelques graines et quelques plantes spécifiquement citées pour la première fois, mais déjà connues en synonymie sous d'autres noms (*Sphenopteris alata*, *Asterophyllites equisetiformis*, *A. longifolius*).

Enfin, Boulay signale des espèces manifestement stéphanienne et dont la détermination semble très douteuse : *Sphenophyllum angustifolium* GERMAR, *Pecopteris oreopteridia* BRGT., *Odontopteris schlotheimi* BRGT., *O. reichiana* GUTB.

2. - PREMIÈRES NOTIONS DE DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE DES VÉGÉTAUX DANS LE BASSIN HOULLIER DU NORD.

Avant Zeiller, Boulay en 1876 (24) divise le Houiller du Nord - Pas-de-Calais en 4 zones correspondant à quatre divisions adoptées par les ingénieurs :

- zone inférieure ou des charbons maigres,
- zone moyenne ou des charbons demi-gras,
- zone supérieure ou des charbons gras,
- zone des charbons à gaz ou Flénu.

Ces divisions sont admises par Gosselet dans son "Esquisse géologique du Nord de la France" (84) sous les noms de zones de Vicoigne, d'Anzin, de Denain et de Bully-Grenay.

a) *Les débuts de la zonation floristique du Terrain Houiller du Nord.*

En 1879, Zeiller (104) divise le Houiller en : Houiller inférieur qui correspond à ce qui sera plus tard le Viséen et une partie du Namurien, Houiller moyen qui, pour lui, est l'équivalent des formations houillères de l'ensemble Nord - Pas-de-Calais, et Houiller supérieur, qui renferme les formations houillères de la plupart des autres bassins français, et notamment celui du Centre de la France (Saint-Etienne).

Il signale alors, et parfois figure et décrit, dans le Houiller moyen (Nord de la France) une cinquantaine de végétaux fossiles, dont très peu n'ont pas été cités précédemment. D'ailleurs, ces plantes seront reprises plus tard, avec d'autres, dans la

(*) Ce nouveau nom générique récemment introduit dans la littérature scientifique par Boersma (23), s'applique aux *Mariopteris* ptéridophytiques.

Flore de Valenciennes. Zeiller caractérise le terrain houiller du Nord de la France ainsi qu'il suit : « Dans le Houiller moyen, ce sont les *Sphenopteris*, les *Neuropteris*, les *Alethopteris*, avec les *Sigillaria* et les *Lepidodendron* qui constituent le fond de la végétation ». Pour lui, les Sphénoptéridées, espèces herbacées, sont dominées par les *Neuropteris* et les *Alethopteris*. Quant aux *Mariopteris* (*), ils se trouvent « parmi les plantes les plus fréquentes de l'étage moyen » et ils disparaissent d'une façon absolue au sommet du Houiller moyen. Enfin, Zeiller signale, dans la partie supérieure de ce Houiller, l'apparition des *Pecopteris* vrais.

Zeiller, en 1883 (106), donne une liste importante de Fougères trouvées dans le Bassin Houiller du Nord de la France. Il les classe par famille en Sphénoptéridées, Neuroptéridées, Odontoptéridées, Aléthoptéridées, Pécoptéridées et, pour chacune des espèces décrites, donne une position stratigraphique relative dans le Houiller du Nord (= Houiller moyen) qu'il paraît diviser seulement en trois zones : inférieure, moyenne et supérieure. D'autre part, dans ce travail, il reprend un certain nombre de nouveaux types de fructifications déjà publiés en 1882 (105) : *Crossotheca* (type *Cr. crepini*), *Dactylothea* [type *Pec. (Dact.) dentata*], *Renaultia* [type *Pec. (Ren.) chaerophylloides*], *Myriotheca* (type *M. desaillyi*), *Grand Eurya* (type *Sph. coralloides*), *Oligocarpia* (type *O. gutbieri*) ainsi que le genre *Calymmatotheca* de Stur.

L'année suivante, Six (98) reprend la liste de Fougères indiquée par Zeiller, mais il classe ces plantes à l'intérieur des trois zones définies par ce dernier auteur. C'est ainsi qu'il cite en indiquant certaines fréquences relatives (AC assez commun, C commun, TC très commun et R rare) :

1° Dans la zone inférieure :

Sphenopteris obtusiloba BRGT. (= (**)) *Sph. irregularis* ANDR. (= *Diplotmema obtusiloba* BRGT.) AC, *Sphenopteris trifoliata* ARTIS (= *Dipl. trifoliolata* ARTIS), *Sph. hoeninghausi* BRGT. (= *Calymmatotheca hoeninghausi* BRGT.) C, *Sph. laurenti* ANDR., *Diplotmema furcatum* BRGT. = *Sph. furcata* BRGT. (= *Tetratmema furcata* BRGT.), *Neuropteris flexuosa* ST., *N. tenuifolia* SCHL., *N. acuminata* SCHL. (= *N. obliqua* BRGT.), *N. heterophylla* BRGT. = *N. loshii* BRGT. C, *Odontopteris obliqua* BRGT. = *Pec. obliqua* BRGT. = ? *Odontopteris britannica* GUTB. (= *Neuropteris obliqua* BRGT.), *Mariopteris nervosa* BRGT.

(*) Dans cet ouvrage (104), Zeiller crée ce genre *Mariopteris* qui « comprend *Sphenopteris latifolia* BRGT. et *Sph. acuta* BRGT. et vraisemblablement le *Pecopteris loshii* que Brongniart avait placé dans son genre *Heteropteris* ».

(**) Les synonymies sans parenthèses ont été indiquées par Six.

= *Pec. nervosa* BRGT., *M. latifolia* BRGT. = *Pec. latifolia* BRGT. = *Pec. acuta* BRGT. = *Pec. loshii* BRGT. (= *M. acuta* ? BRGT.), *Alethopteris serli* BRGT., *Al. lonchitica* SCHL., *Al. davreuxi* BRGT., *Lonchopteris rugosa* BRGT., *L. eschweileri* ANDR., *Pecopteris pennaeformis* BRGT. = *P. aequalis* BRGT. (= *Senftenbergia pennaeformis* BRGT.), *Dactylothea dentata* BRGT. = *Pec. dentata* BRGT. = *Pec. plumosa* BRGT. = *Pec. delicatula* BRGT. (= *Senftenbergia plumosa-dentata* ARTIS-BRGT.), *Megaphyton souichi* ZEIL., *M. giganteum* GOLD.

2° Dans la zone moyenne :

Sphenopteris obtusiloba BRGT. (= *Dipl. obtusiloba* BRGT.), *Sph. trifoliata* ARTIS (= *Dipl. trifoliolata* ARTIS), *Sph. nummularia* GUTB. = *Sph. convexiloba* SCHIMP. (= *Dipl. nummularia* GUTB.), *Sph. hoeninghausi* BRGT. (= *Calym. hoeninghausi* BRGT.), *Sph. trichomanoides* BRGT. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Sph. macilenta* L. et H., *Hymenophyllites delicatula* ST. = *Sph. delicatula* ST. = *Sph. quadridactylites* GUTB. (= *Hym. quadridactylites* GUTB.), *Hym. herbacea* BOUL. = *Sph. herbacea* BOUL. (= *Urnatopteris herbacea* BOUL.), *Grand'Eurya essinghi* ANDR. = *Sph. essinghi* ANDR. (= *Corynepteris essinghi* ANDR.), *Gr. (?) coralloides* GUTB. = *Sph. coralloides* GUTB. (= *Corynepteris coralloides* GUTB.), *Diplotmema furcatum* BRGT. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Neuropteris acuminata* SCHL. (= *N. obliqua* BRGT. f. *impar*), *N. gigantea* ST. (= *Paripteris gigantea* ST.), *N. flexuosa* ST., *N. tenuifolia* SCHL., *N. heterophylla* BRGT. C, *Odontopteris obliqua* BRGT. (= *N. obliqua* BRGT.), *Mariopteris nervosa* BRGT., *M. muricata* SCHL., *M. latifolia* BRGT. (= *Fortopteris latifolia* BRGT.), *Alethopteris serli* BRGT., *Al. lonchitica* SCHL., *Al. mantelli* BRGT. (= *Al. decurrens* ARTIS), *Al. gracillima* BOUL. (= *Al. decurrens* ARTIS), *Al. davreuxi* BRGT., *Lonchopteris rugosa* BRGT., *Pecopteris pennaeformis* BRGT. (= *Senftenbergia pennaeformis* BRGT.), *Dactylothea dentata* BRGT. (= *Senft. dentata* BRGT.), *Aphlebia crispa* GUTB.

3° Dans la zone supérieure :

Sphenopteris obtusiloba (*) BRGT. (= *Diplotmema striata* GOTHAN), *Sph. neuropteroides* BOUL. = *Pecopteris neuropteroides* BOUL. (= *Dipl. neuropteroides* BOUL.) C, *Sph. schillingsi* ANDR. (= *Dipl. schillingsi* ANDR.), *Sph. polyphylla* L. et H. (= *Dipl. polyphylla* L. et H.), *Sph. trifoliata* ARTIS (= *Dipl. trifoliolata* ARTIS), *Sph. nummularia* GUTB. (= *Dipl. nummularia* GUTB.), *Sph. mixta* SCHIMP., *Sph. stipulata* GUTB., *Sph. trichomanoides* BRGT. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Sph. lanceolata* GUTB. = *Sph. acutiloba* ANDR. (non ST.), *Sph. macilenta* L. et H. (= *Tetr. coemansi* ANDR.), *Sph. spinosa* GOEP. (= ? *Tetr. spinosa* GOEP.), *Renaultia chaerophylloides* BRGT. = *Sph. chaerophylloides* BRGT., *Hymenophyllites delicatula* ST. (= *H. quadridactylites* GUTB.) C, *H. bronni* GUTB. = *Sph. bronni* GUTB., *H. herbacea* BOUL. (= *Urnatopteris herbacea* BOUL.), *Oligocarpia formosa* GUTB. = *Sph. formosa* GUTB., *Grand'Eurya coralloides* GUTB. (= *Corynepteris coralloides* GUTB.) C, *Crossotheca crepini* ZEIL. = *Sph. crepini* ZEIL., *Diplotmema acutilobum* ST. = *Sph. acuti-*

(*) Sous le nom de *Sphenopteris obtusiloba* BRGT., les différents auteurs ont certainement cité non seulement le véritable *Diplotmema obtusiloba* de la zone inférieure et moyenne du Houiller moyen mais également l'espèce *D. striata*, de la zone moyenne et supérieure, qui sera créée plus tard par Gothan.

loba ST. (= *Tetr. zeilleri* STUR), *D. furcatum* BRGT. (= *Tetr. furcata* BRGT.), *Myriotheca desaillyi* ZEIL., *Calymmatotheca asteroides* LESQ., *Neuropteris scheuchzeri* HOFFMANN, *N. gigantea* ST. (= *Paripteris gigantea* ST.), *N. flexuosa* ST., *N. tenuifolia* SCHL. C, *N. heterophylla* BRGT., *N. rarineris* BUNBURY = *N. attenuata* BOUL. (non L. et H.), *Dictyopteris subbrongniarti* GRAND'EURY (= *Linopteris subbrongniarti* GR. EUR.) TC, *D. müns-teri* EICHWALD = *D. hoffmanni* ROEMER (= *Lin. müns-teri* EICH.), *Odontopteris sphenopteroides* LESQ. (= *Mariopteris sphenopteroides* LESQ.), *Mariopteris nervosa* BRGT. C, *M. muricata* SCHL., *M. latifolia* BRGT. (= *Forto-pteris latifolia* BRGT.), *Alethopteris grandini* BRGT. R, *A. serli* BRGT. C, *A. davreuxi* BRGT. C, *Lonchopteris bricei* BRGT. — *L. roehli* ANDR. (= *L. rugosa* BRGT.), *Pecopteris integra* ANDR. = *Sph. integra* ANDR., *Pec. pennaeformis* BRGT. (= *Senftenbergia pennaeformis* BRGT.), *Asterotheca abbreviata* BRGT. = *Pec. abbreviata* BRGT. (= *A. miltoni* ARTIS), *A. crenulata* BRGT. = *Pec. crenulata* BRGT. (= *A. lobulata* DALINVAL), *Dactylothea dentata* BRGT. (= *Senft. plumosa-dentata* ARTIS BRGT.), *Aphlebia crispa* GUTR., *Megaphyton approximatum* L. et H., *Caulopteris* (?)

b) Flore fossile de Valenciennes et subdivision du terrain Houiller du Nord, d'après Zeiller en 1888.

Dans un ouvrage magistral, Zeiller en 1888-89 (107) classe les Fougères fossiles du Houiller du Nord de la France en Sphénoptéridées, Pécoptéridées, Aléthoptéridées, Odontoptéridées Neuroptéridées, Taenioptéridées, Dictyoptéridées et Diplotmémées et, avant de passer à l'étude de la flore recueillie dans le "Bassin de Valenciennes", il décrit et figure par des dessins les différents genres de fructification connus alors dans tout le Houiller. Ce sont :

— Sporangés sans anneau (Marattiacées) : *Renaultia* ZEIL., *Dactylothea* ZEIL., *Sphyropteris* STUR, *Discopteris* STUR, *Myriotheca* ZEIL., *Urnatopteris* KIDSTON, *Crossotheca* ZEIL., *Calymmatotheca* STUR, *Asterotheca* PRESL, *Scolecopteris* ZENKER, *Ptychocarpus* WEISS, *Daneites* GOEP.

— Sporangés annelés : *Corynepteris* BAILY, *Zygopteris* CORDA, *Botryopteris* RENAULT, *Sturiella* WEISS, *Sarcopteris* RENAULT, *Senftenbergia* CORDA, *Oligocarpia* GOEP., *Hymenophyllites* GOEP.

— Sporangés inconnus ou imparfaitement connus : *Zeilleria* KIDST., *Chorionopteris* CORDA, *Scaphidopteris* REN., *Dicksonites* STERZEL.

Puis il donne une description précise de toutes les plantes fossiles trouvées dans le Bassin Houiller du Nord - Pas-de-Calais, en indiquant avec minutie tous les points où ces végétaux ont été découverts. Si l'on compare la liste des Fougères citées dans cet ouvrage avec celle fournie en 1883-84 (98 et 106) (*), on constate qu'il y a beaucoup d'anal-

(*) Dans le présent travail, ne figure que la liste des fossiles donnée en 1884 par Six d'après l'ouvrage de Zeiller en 1883.

gies entre elles. Aussi ne citerons-nous ici que les espèces nouvellement trouvées et décrites, en considérant les synonymies suivantes admises par Zeiller :

Sphenopteris nummularia = *Sph. trifoliolata*, *Sph. (Oligocarpia) formosa* = *Sph. (Ol.) brongniarti*, *Sph. (Hymenophyllites) delicatula* = *Sph. (Hym.) quadridactylites*, *Sph. lanceolata* = *Sph. coemansii*, *Sph. macilenta* = *Sph. artemisiæfolioides*, *Sph. trichomanoides* = *Diplotmema furcatum*, *Dipl. acutilobum* = *Dipl. zeilleri*, *Mariopteris nervosa* = *Pecopteris sauveurii* = *M. muricata*, *Alethopteris mantelli* et *A. gracillima* = *A. decurrens*.

Les Fougères ou plantes supposées telles, décrites et figurées pour la première fois dans la Flore fossile de Valenciennes sont donc :

1) DES SPHÉNOPTÉRIDÉES : *Sphenopteris sauveuri* CRÉPIN (= ? *Diplotmema sauveuri* CR.), *Sph. potieri* ZEIL. (= *Dicksonites potieri* ZEIL.), *Sph. douvillei* ZEIL., *Sph. (Renaultia) gracilis* BRGT., *Sph. deluvati* ZEIL. (= ? *Tetratmema souichi* ZEIL.), *Sph. (Crossotheca) boulayi* ZEIL., *Sph. sternbergi* ETTING. (= *Corynepteris sternbergi* ETTING.), *Sph. lazifrons* ZEIL. (= *Tetr. lazifrons* ZEIL.),

2) DES DIPLOTMÉMÉES : *Diplotmema gilkeneti* STUR (= *Tetr. gilkeneti* STUR), *Dipl. jacquoti* ZEIL. (= *Mariopteris jacquoti* ZEIL.), *Mariopteris soubeirani* ZEIL., *M. dernoncourti* ZEIL.,

3) DES PÉCOPTÉRIDÉES : *Pecopteris volkmanni* SAUVEUR, *Pec. simoni* ZEIL.,

4) DES TAENIOPTÉRIDÉES : *Desmopteris elongata* PRESL,

5) DES ALÉTHOPTÉRIDÉES : *Alethopteris valida* BOUL.,

6) DES NEUROPTÉRIDÉES : *Neuropteris schlehani* STUR (= *Neuralethopteris schlehani* STUR), *Cyclopteris orbicularis* BRGT.,

7) enfin, des frondes de Fougères en vernation (*Spiropteris* sp.) et des troncs de Fougères (*Megaphyton frondosum* ARTIS).

Toujours parmi les Cryptogames vasculaires, Zeiller décrit et figure dans le même ouvrage un ensemble très important de Lépidophytes et d'Arthropytes du Nord - Pas-de-Calais n'ayant pas fait l'objet de description depuis les travaux de Boulay :

1) DU GROUPE DES Equisétinées : *Equisetites bretoni* ZEIL., *Calamites suckowi* BRGT., *C. undulatus* ST., *C. cisti* BRGT., *C. ramosus* ARTIS, *C. (Calamodendron) schutzei* STUR, *C. (Calamodendron) cruciatus* ST., *Calamophyllites verticillatus* L. et H., *C. goepperti* ETTING., *Asterophyllites equisetiformis* SCHL., *A. longifolius* ST., *A. grandis* ST., *A. lycopodioides* ZEIL., *Palaeostachya pedunculata* WILLIAMSON, *Annularia sphenophylloides* ZENK., *A. microphylla* SAUV., *A. radiata* BRGT., *A. stellata* SCHL.,

2) DU GROUPE DES SPHÉNOPHYLLÉES : *Sphenophyllum emarginatum* BRGT., *S. cuneifolium* ST., *S. majus* BRONN., *S. myriophyllum* CRÉP.,

3) DU GROUPE DES LYCOPODINÉES :
— Famille des Lépidodendrées : *Lepidodendron aculeatum* ST., *L. obovatum* ST., *L. dichotomum* ST., *L. ritosum* ST., *L. veltheimi* ST., *L. jaraczewskii* ZEIL., *L.*

ophiurus BRGT., *L. haidingeri* ERTING., *L. lycopodioides* ST., *L. wortheni* LESQ., *Lepidophloios laricinus* ST., *Halo-
nia tortuosa* L. et H., *Ulodendron majus* L. et H., *U.
minus* L. et H., *Bothrodendron punctatum* L. et H., *B.
minutifolium* BOUL., *Lycopodites carbonaceus* FEIST.,
Lepidostrobos ornatus BRGT., *L. variabilis* L. et H., *L.
geinitzi* SCHIMP., *L. olryi* ZEIL., *Lepidophyllum lanceola-
tum* L. et H., *L. triangulare* ZEIL. (= *L. anthemis*
KÖENIG)

— Famille des Sigillariées : *Sigillaria laevigata*
BRGT., *S. ovata* SAUV., *S. nudicaulis* BOUL., *S. cordigera*
ZEIL., *S. walchi* SAUV., *S. principis* WEISS, *S. transver-
salis* BRGT., *S. scutellata* BRGT., *S. acuta* ZEIL., *S. poly-
ploca* BOUL., *S. weissi* ZEIL., *S. elongata* BRGT., *S. rugosa*
BRGT., *S. deutschii* BRGT., *S. reniformis* BRGT., *S. sauveuri*
ZEIL., *S. tessellata* BRGT., *S. davreuxi* BRGT., *S. boblayi*
BRGT., *S. micaudi* ZEIL., *S. mamillaris* BRGT., *S. elegans*
ST., *S. reticulata* LESQ., *S. camptotaenia* WOOD (= *Aso-
lanus camptotaenia* WOOD), *Sigillariostrobos tieghemi*
ZEIL., *S. souichi* ZEIL., *S. nobilis* ZEIL., *S. goldenbergi*
FEIST., *S. crepini* ZEIL.

Puis il passe aux "Phanérogames gymnospermes" et il cite, parmi les Cordaitées :

Cordaites borassifolius ST., *C. principis* GERM.,
Dorycordaites palmaefolius GOEP., *Artisia approximata*
BRGT., *Cordaianthus volkmanni* ERTING., *C. pitcairniae*
L. et H.

Enfin, il donne la description de "graines fossiles", ce sont :

Samaropsis fluitans DAW., *Cordaicarpus cordai* GEIN.,
C. areolatus BOUL., *Trigonocarpus noeggerathi* ST., *T.
schultzi* GOEP. et BERG., *T. sporites* WEISS, *Carpolithes
perpusillus* LESQ.

Dans les travaux de Boulay et de Zeiller antérieurs à la "Flore fossile de Valenciennes", la stratigraphie du "Houiller moyen" du Bassin Nord-Pas-de-Calais est assez confuse. A cette époque, "on admettait que les houilles maigres, demi-grasses et grasses étaient régulièrement superposées du Nord au Sud, les houilles maigres du Nord étant les plus anciennes, les houilles grasses du Sud étant partout les plus récentes" (in Bertrand, 1919). En 1888, Zeiller distingue une zone inférieure (houilles maigres), une zone moyenne (houilles demi-grasses) et une zone supérieure (houilles grasses). Dans la zone moyenne, il fait la distinction entre le Nord et le Pas-de-Calais et, pour chacune de ces régions, il donne une division en faisceaux d'après les localités d'où est extrait le charbon. Il joint à ce travail une carte du "Bassin Houiller de Valenciennes" où la zone inférieure est divisée en A1 et A2, la moyenne en B1, B2 et B3 et où la zone supérieure est désignée par la lettre C.

Zeiller caractérise ainsi qu'il suit les différents faisceaux du Bassin houiller du Nord :

— La zone inférieure A.

Les dépôts d'Annœullin qui, "tout en faisant partie de la série houillère sont les plus anciens de tout le Bassin", se caractérisent par la présence de *Pecopteris aspera* (AC) (*) ainsi que de *Lepidodendron veltheimi* et correspondent au faisceau A1. Dans le faisceau maigre du Nord (A2), les espèces les plus fréquentes sont : *Sphenopteris hoeninghausi* (C), *Pecopteris volkmanni* (AC), *Alethopteris lonchitica* (C), *Neuropteris schlehani* (C), *N. obliqua* (AC), *Bothrodendron punctatum* (AC) et *Sigillaria elegans* (AC).

— La zone moyenne B.

Elle est, dans son ensemble, caractérisée par la flore fossile suivante : *Sphenopteris obtusiloba*, *Sph. trifoliolata*, *Sph. hoeninghausi*, qui y sont assez abondants, ainsi que *Diplotmema furcatum*, *Asterophyllites equisetiformis* et les *Sigillaria scutellata*, *S. elongata*, *S. elegans*.

Dans cette zone, le faisceau demi-gras d'Anzin et d'Aniche (B1) renferme un grand nombre de plantes caractéristiques, dont les plus abondantes sont : *Sphenopteris trifoliolata* (C), *Diplotmema furcatum* (C), *Alethopteris lonchitica* (TC), *Al. davreuxi* (C), *Lonchopteris bricei* (AC), *Sphenophyllum myriophyllum* (AC), *Sigillaria scutellata* (AC), *S. rugosa* (AC) et *S. elongata* (AC).

Le faisceau gras de Douai (B2), comparé au faisceau demi-gras (B1), se distingue par la présence de *Sphenopteris brongniarti*, *Sph. sternbergi*, *Sph. spinosa*, *Alethopteris valida*, *Al. serli* (AR), *Sigillaria principis*, *S. camptotaenia*, *Cordaites principis*, qui "indiquent un niveau plus élevé". Toujours d'après Zeiller, on y trouve encore *Sphenopteris hoeninghausi*, *Sph. laurenti*, *Mariopteris acuta*, *Pecopteris volkmanni* et *Bothrodendron punctatum* qui paraissent manquer dans le faisceau gras de Denain et d'Anzin (B3). On y rencontre également en assez grande abondance l'*Alethopteris lonchitica* et le *Lonchopteris bricei* qui, par contre, sont excessivement rares dans B3. Zeiller conclut donc que « le faisceau gras de Douai (B2) paraît bien positivement intermédiaire entre le faisceau demi-gras (B1) et le faisceau gras d'Anzin (B3) ». Ce dernier, situé au Sud du cran de retour, est caractérisé par *Sphenopteris sternbergi*, *Sph. artemisiaefolioides*, *Alethopteris decurrens*, *Al. valida*, *Al. serli* et *Pecopteris abbreviata* (C).

Toujours dans la zone moyenne du "Houiller moyen", mais dans le Pas-de-Calais, Zeiller cite

(*) AC = assez commun, C = commun, TC = très commun, AR = assez rare, R = rare.

d'abord le faisceau maigre B1-B2 (d'Ostricourt à Vendin) dont la flore est plus abondante que celle du faisceau maigre du Nord (B1)) et qui renferme les *Sphenopteris obtusiloba* et *Sph. trifoliolata* assez abondants, *Sph. hoeninghausi*, *Diplotmema furcatum*, *Alethopteris lonchitica*, *Lonchopteris bricei*, *L. rugosa*, relativement communs, *Neuropteris schlehani*, *N. obliqua*, *Sphenophyllum myriophyllum*, *Bothrodendron punctatum*, *B. minutifolium* et *Sigillaria elongata* en abondance. Sur la carte du Bassin houiller, il désigne ce faisceau par les lettres B1-B2. C'est à ce même niveau que Zeiller rapporte le faisceau d'Auchy et de Fléchinelle où il a rencontré notamment : *Mariopteris acuta*, *Alethopteris decurrens*, *Al. valida*, *Lonchopteris bricei* (AC), *Neuropteris acuminata*, *N. obliqua* et *Sigillaria boblayi*.

Le faisceau demi-gras ou quart-gras du Pas-de-Calais renferme, à côté de *Mariopteris acuta* et *Bothrodendron minutifolium*, les *Mariopteris latifolia*, *Neuropteris scheuchzeri*, *N. rarinervis*, *Sphenophyllum emarginatum*, qui ne se rencontrent nulle part dans la zone moyenne, même pas dans le faisceau Sud du Cran de Retour. Zeiller conclut donc que ce niveau demi-gras ou quart-gras du Pas-de-Calais (B3) marque le passage de la zone moyenne à la zone supérieure.

— La zone supérieure C.

D'après Zeiller, cette zone n'est pas représentée dans le département du Nord ; elle correspond, dans le Pas-de-Calais, au faisceau des Houilles grasses et sèches. Zeiller la caractérise par « *Sphenopteris obtusiloba* et *Sph. neuropteroides* très abondants, *Sph. chaerophylloides*, *Mariopteris latifolia*, *Pecopteris crenulata*, *Alethopteris serli* très communs, *Al. grandini*, *Neuropteris scheuchzeri*, *N. rarinervis* des plus répandus, *Dictyopteris subbrongniarti* pullulant partout, *Annularia sphenophylloides*, *A. stellata*, *Sphenophyllum emarginatum*, *Sigillaria laevigata*, *S. tessellata* d'une excessive fréquence et *Cordaites borassifolius* très commun également ». Il note en outre « qu'apparaissent déjà plusieurs types spécifiques de l'étage Houiller supérieur ».

Il ressort de cette analyse que la division stratigraphique de la zone moyenne du "Houiller moyen" est encore assez obscure et que notamment, on y trouve un mélange de plantes fossiles caractéristiques des zones inférieure et moyenne, ce qui provient de la succession stratigraphique, admise à cette époque, qui superpose les couches du Nord au Sud.

c) *Divisions floristiques du Westphalien du Nord proposées par Zeiller en 1894.*

Après la création, dans le Système Carboniférien de d'Orbigny (1850), de l'étage Westphalien par de Lapparent et Munier-Chalmas (89), le Houiller moyen de Boulay et de Zeiller devient le Westphalien supérieur. En 1893, Munier-Chalmas et de Lapparent (93) répartissent les dépôts houillers du Nord de la France en 3 groupes (houilles maigres, demi-grasses et grasses) dont ils donnent les caractères des flores, se basant, selon eux, sur les travaux de Boulay et de Zeiller. Cependant Zeiller en 1894 (108) fait remarquer que « ces indications sont exclusivement empruntées aux travaux publiés il y a 18 ans par l'Abbé Boulay... et diffèrent notablement des conclusions présentées en 1888 à la suite de l'étude détaillée de la flore de ces mêmes dépôts ». Il reprend donc avec beaucoup plus de précision la distribution stratigraphique des divers végétaux fossiles recueillis dans les « dépôts houillers westphaliens (*) du Nord de la France ».

Pour la zone inférieure (A), il propose le nom de ZONE DE VICOIGNE OU DE ZONE DU *Neuropteris schlehani*, étant donné le maximum de fréquence de cette plante à ce niveau. Elle se subdivise en deux horizons : A1 ou *Horizon d'Annœullin* et A2 ou *Horizon de Vicoigne* (faisceau maigre du Nord). Le premier renferme *Pecopteris aspera* et *Lepidodendron veltheimi*, tandis que le second se caractérise, outre par la présence de *Neuropteris schlehani*, par « la grande abondance de *Sphenopteris hoeninghausi*, *Alethopteris lonchitica*, *Bothrodendron punctatum* et *Sigillaria elegans* ». Notons que Zeiller n'a plus repris dans cette liste *Pecopteris volkmanni* et *Neuropteris obliqua*, qu'il citait dans A2 en 1888.

Quant à la zone moyenne (B) elle pourrait être, d'après Zeiller, appelée ZONE D'ANZIN-MEURCHIN OU ZONE A *Lonchopteris bricei*. Il adopte la subdivision en trois horizons (B1, B2, B3) dans le Nord et deux horizons (B1-B2 et B3) dans le Pas-de-Calais et donne comme plantes fossiles caractéristiques : *Lonchopteris bricei* qui lui est propre, *Sphenopteris trifoliolata*, *Diplotmema furcatum*, *Alethopteris*

(*) En 1894, Zeiller désigne donc le Houiller du Nord de la France sous le nom de Westphalien et non de Westphalien supérieur, comme le faisaient de Lapparent et Munier-Chalmas en 1893. Cependant il emploie très peu ce terme, de même que les différents paléobotanistes du début du siècle. L'appellation de Westphalien pour le houiller du Nord demeure presque inutilisée jusqu'aux travaux de l'école lilloise de Paléobotanique après la guerre de 1914-1918.

davreuxi, *Sigillaria scutellata*, *S. elongata*, toutes ces dernières étant fréquentes. Il faut remarquer que dans cette liste ne figurent plus *Sphenopteris hoeninghausi*, *Sph. obtusiloba* ainsi qu'*Asterophyllites equisetiformis*; par contre, en 1888, Zeiller ne citait, parmi les végétaux caractéristiques, ni *Alethopteris davreuxi*, ni *Lonchopteris bricei*.

Pour caractériser B1, il reprend la même liste qu'en 1888 sans toutefois parler d'*Alethopteris lonchitica* qu'il signale encore dans le faisceau suivant (B2) en compagnie de *Sphenopteris hoeninghausi*. Il supprime de la liste de plantes caractéristiques de B2 citées en 1888 les *Sphenopteris laurenti*, *Mariopteris acuta* et *Pecopteris volkmanni*. Quant au faisceau B3, il y note la fréquence de *Pecopteris abbreviata* et l'apparition de *Dictyopteris subbrongniarti*, mais ne reprend pas la liste de plantes de 1888.

Zeiller maintient, pour l'horizon B1-B2 dans le Pas-de-Calais, la même association végétale que dans la Flore de Valenciennes en y ajoutant cependant *Alethopteris valida*; par contre, il ne cite plus *Lonchopteris rugosa*, *Neuropteris obliqua*, *N. schlehani*, ni *Sphenophyllum myriophyllum*. Comme dans le Nord, l'horizon B3 du Pas-de-Calais (charbons demi-gras) voit l'apparition de *Dictyopteris subbrongniarti* et en plus, celle d'*Alethopteris serli*, *Neuropteris rarinervis* et *Sphenophyllum emarginatum*, tandis que disparaissent les derniers représentants de *Neuropteris schlehani* et *Lonchopteris bricei*. Encore ici, n'apparaissent plus quelques plantes fossiles citées en 1888, comme *Mariopteris acuta*, *M. latifolia* et *Neuropteris scheuchzeri*.

La zone supérieure (C), souvent désignée sous le nom de ZONE DE BULLY-GRENAY, pourrait, d'après Zeiller, être appelée « ZONE A *Dictyopteris subbrongniarti* » étant donné l'abondance de cette plante dans ces terrains. En ce qui concerne les caractères floraux de cette zone, ce sont les mêmes que ceux cités en 1888 avec, en plus, *Alethopteris grandini*, *Neuropteris tenuifolia*, *Asterophyllites equisetiformis* et en moins *Neuropteris scheuchzeri*.

3. - RÉVISION DE LA FLORE FOSSILE DU TERRAIN HOULLIER DU NORD APRÈS LA DÉCOUVERTE DES PTÉRIDOSPERMÉES ET LA PREMIÈRE RECONNAISSANCE DES NIVEAUX MARINS.

a) Découverte des Ptéridospermées.

En 1895 et 1896, Williamson et Scott (102) ainsi que Weber et Sterzel (101), découvrent dans

les caractères anatomiques de *Lyginodendron*, des preuves étayant les hypothèses émises par Stur en 1883 (99) et Kidston en 1887 (87), qui supposaient l'existence, dans le Houiller, de végétaux à aspect de "Fougères" appartenant à un autre embranchement. Stur en effet, dans sa "Carbon Flora", s'étonne de ne pas rencontrer plus fréquemment des appareils sporifères de Fougères dans les couches carbonifères, ce qui l'incite à émettre un doute sur l'appartenance, à ce groupe, de certaines Fougères classées parmi les *Sphenopteris*, *Alethopteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, etc... De son côté, Kidston observe un échantillon de "*Neuropteris heterophylla*", pouvant être interprété comme n'étant pas une vraie Fougère.

Quelques années plus tard, en 1904, Oliver et Scott (94) montrent que la fronde de *Sphenopteris hoeninghausi* porte des graines cupulées décrites précédemment sous le nom de *Lagenostoma lomaxi*. Les *Sphenopteris hoeninghausi* sont donc des "Fougères à graines", d'où le nom de Ptéridospermées attribué alors à ces plantes. Puis les reconnaissances d'autres Ptéridospermées se multiplient, confirmant ainsi l'existence de ce grand groupe.

b) Premières connaissances des niveaux marins dans le Terrain Houiller.

Avec la découverte de plusieurs niveaux marins dans la moitié inférieure du Terrain Houiller du Nord de la France, Barrois (1) démontre que le Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais est composé d'écaillés dirigées d'Est en Ouest, ce qui amène la répétition des mêmes terrains plusieurs fois sur une coupe Nord-Sud. Dès lors, une révision complète de la répartition stratigraphique de la Flore dans ce bassin est devenue indispensable. Elle sera entreprise à partir de 1906 par Bertrand et Carpentier, qui publient des listes partielles de plantes fossiles dans différentes notes présentées à la Société Géologique de France et à la Société Géologique du Nord.

c) Révision de la flore du Houiller entre 1906 et 1913.

En 1906, Barrois crée le Musée Houiller de Lille, et de nombreuses plantes fossiles recueillies dans le Bassin du Nord-Pas-de-Calais y sont déposées. Entre 1906 et 1914, en revoyant la flore des différents faisceaux des diverses concessions, Bertrand peut déterminer de nombreuses empreintes déjà trouvées dans le Bassin, mais il y reconnaît en outre : en 1907, à Bruay (6), *Pecopteris*

pouymorpha BRGT. et à Aniche (7), *Lepidophlois acerosus* L. et II. ; en 1908, à Liévin (8), *Callipteridium* sp. et *Lepidostrobis princeps* LESQ. ; en 1910, à Bruay (9), des plantes d'affinités stéphaniennes : *Taeniopteris zeilleri* P.B., *Sphenopteris zamioïdes* P.B. et *Pecopteris (Pecopteridium) armasi* ZEIL. ; en 1911, encore à Liévin (10), *Aphlebia goldenbergi* WEISS et *Ulodendron montagnei* P.B. ; en 1912, à Aniche (11), *Rhodesia lemayi* P.B. et BROUSSIER et *Rh. subpetiolata* POT. ; enfin, en 1913, dans la zone inférieure et moyenne du Bassin du Nord (12), *Linopteris neuropteroides* GUTB. et *L. obliqua* BUNB. Durant cette même période, il figure, cite ou décrit différentes graines de Ptéridospermées et de Cordaïtes : *Tripterispermum* sp. (5 et 6), *Samaropsis* sp. (6), *Rhabdocarpus* sp. (6), *Pachytesta* sp. (6), ainsi que des graines de *Linopteris* (6).

En 1913, Bertrand publie un important travail sur les fructifications des Neuroptéridées (13) où, pour le Nord de la France, sont décrits et figurés sous le nom de :

- 1) *Nevrotheca* P.B., des organes mâles attribués aux *Neuropteris* du groupe du *N. heterophylla* ;
- 2) *Nevospermum* P.B. (= *Rhabdocarpus pars*), des graines de *Neuropteris* appartenant au groupe *N. heterophylla* ;
- 3) *Potoniea adiantiformis* ZEIL., des organes mâles de *Neuropteris gigantea* et *N. pseudogigantea* et représentant peut-être aussi des fructifications mâles de *Linopteris* ;
- 4) *Hexapterospermum modestae* P.B. et *H. ostricourtenensis* P.B., des graines et cupules femelles trouvées en association avec *Neuropteris gigantea* ;
- 5) *Polypterispermum* P.B. (= *Hexapterospermum boulayi* CARP.), des graines de *Linopteris obliqua*.

En 1913 également, Carpentier publie un ouvrage magistral sur le Carbonifère du Nord de la France (40) dans lequel une partie a trait au Terrain Houiller et où il donne des listes récapitulatives de végétaux fossiles reconnus veine par veine, à cette époque, en relation avec les récentes découvertes stratigraphiques. Outre les plantes à feuilles de Fougères, citées avant lui par les différents auteurs dans le Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais, on y note la présence de *Pecopteris (Dactylothea) plumosa* BRGT., *Neuropteris anteccedens* STUR, *N. pseudogigantea* POT., *N. impar* WEISS et *N. bockingiana* WEISS ainsi que de nombreuses Sphénoptéridées parmi lesquelles il faut citer :

Sphenopteris westphalica STUR, *Sph. gutbieri* ETTING., *Sph. quercifolia* GOEP., *Sph. pulcherrima* BRGT., *Sph. duponti* STUR, *Sph. schultzei* STUR, *Alloiopteris grypophylla* GOEP., *Corynepteris similis* ST., *Renaultia schwe-rini* STUR, *Sph. (Renaultia) rotundifolia* ANDR., *Sph.*

(*Ren.*) *villosa* STUR, *Sph. (Ren.) stipulata* GUTB., *Sph. (Boweria) schatzlarensis* STUR, *Sph. (Crossotheca) schatzlarensis* STUR, *Sph. andraena* ROEHL, *Diplotmema furcata* var. *linearis* RENIER.

Parmi les Lycopodiniées, Carpentier note la présence de nombreuses Sigillaires dont beaucoup tomberont en synonymie et parmi lesquelles on peut cependant citer :

Sigillaria elegantula WEISS, *S. notata* BRGT., *S. cycloidea* BOUL., *S. arzinensis* CORDA, *S. rhytidolepis* CORDA, *S. schlotheimiana* BRGT. Il figure et décrit également *S. voltzi* BRGT., *S. voltzi* f. *euxina* ZEIL., *S. schlotheimi* f. *communis* KOEHLNE, *S. boblayi* f. *lunae* KOEHLNE, *S. reticulata* LESQ., *S. scutiformis* ZAL., *S. rugosa* f. *oculata* BOUL., *S. deutschii* BRGT. et *S. mamillaris* f. *brasserti* KOEHLNE.

En outre, *Pinakodendron ohmanni* WEISS est signalé pour la première fois.

Quant aux Arthrophytes nouvelles pour le Bassin du Nord-Pas-de-Calais, elles sont peu nombreuses ; ce sont, entre autres : *Calamites goepperti* ETTING., *C. schatzlarensis* STUR, *Calamostachys ludwigi* CARRUTH., *Cingularia typica* WEISS et *Sphenophyllum saxifragaefolium* GOEP.

Des inflorescences de Ptéridospermées (Neuroptéridées, Sphénoptéridées) et de nombreuses graines sont également signalées et éventuellement figurées dans cet ouvrage. Ce sont, parmi les microsporophylles et les microsporanges : *Telangium nutans* CARP. (rapporté à *Sphenopteris obtusiloba*), *Crossotheca schatzlarensis* STUR, *Cr. crepini* ZEIL., *Cr. sagittata* LESQ., *Cr. boulayi* ZEIL., *Sphenopteris (Calymmatotheca) avoldensis* STUR, *Potoniea* ZEIL. (qu'il rapporte aux *Neuropteris gigantea* et *pseudogigantea*) et, parmi les cupules, *Calymmatotheca acutum* CARP. qui, d'après cet auteur, représente les enveloppes des graines de *Sphenopteris obtusiloba*. Enfin, Carpentier cite des graines et parmi celles-ci : *Hexapterospermum minus* CARP., *Hexapt. boulayi* CARP., *Trigonocarpus ventricosus* GOEP. et FIELD et *Trig. sporites* WEISS.

C'est sur l'ensemble des *Sphenopteris* recueillis dans le Bassin Houiller du Nord de la France que porte, en 1913, l'effort de Bertrand (14). Il essaie de classer cet ensemble hétérogène de végétaux en Ptéridospermées et en Fougères d'après les genre ou forme de fructifications. Dans la classe des Ptéridospermées, il distingue :

— Groupe de l'*obtusiloba* (= *Eusphenopteris*) : *Sphenopteris obtusiloba* BRGT., *Sph. broussieri* P.B., *Sph. nummularia* GUTB. = *Sph. trifoliolata* auctor (non ARTIS), *Sph. cf. polyphylla* ZEIL. (non L. et H.), *Sph. cf. schillingsi* ZEIL. (non ANDR.), *Sph. striata* GOET. = *Sph. obtusiloba* auctor (non BRGT.), *Sph. neuropteroides* BOUL.,

Sph. sauveuri CRÉP., *Sph. andreana* ROEHL., *Sph. pulcherrima* CRÉP.

— Genre *Dicksonites* : *Sphenopteris potieri* ZEIL.

— Groupe de l'*hoeninghausi* (= *Lyginodendrées*) : *Sphenopteris hoeninghausi* BRGT., *Sph. baumléri* ANDR.

— Groupe des *Palmatopteris-Eremopteris* : *Sphenopteris furcata* BRGT., *Sph. spinosa* GOEP., *Sph. cf. spinosa* ZEIL., *Sph. artemisiaefolioides* CRÉP., *Sph. laxifrons* ZEIL., *Sph. sturi* GOTH.

— Genre *Crossotheca* : *Crossotheca boulayi* ZEIL., *Cr. crepini* ZEIL., *Cr. sagittata* LESQ., *Sphenopteris (Cr.) schatzlarensis* STUR.

— Genre *Zeilleria* : *Zeilleria avoldensis* STUR.

— Genre *Urnatopteris* : *Urnatopteris tenella* BRGT.

— Ptéridospermées *incertae sedis* (fructifications non connues) : *Sphenopteris souichi* ZEIL., *Sph. cf. schuetzei* KIDST., *Sph. zamioides* P.B.

Parmi les Fougères, Bertrand cite :

— Groupe des *Rhodea* : *Rhodea lemayeri* P.B. et BR., *Rh. subpetiolata* POT.

— Groupe des *Diplotmema* : *Diplotmema zeilleri* STUR., *Dipl. gilkineti* STUR., *Dipl. gothani* P.B., *Dipl. coemansi* ANDR.

— Groupe des *Corynepteris* (= *Zygoptéridées*) : *Zygopteris (Corynepteris) coralloides* GUTB., *Z. (Cor.) grypophylla* GOEP., *Z. (Cor.) essinghi* ANDR., *Z. (Cor.) sternbergi* ETTING., *Z. aff. winslowi* WHITE, *Z. (Cor. ?) quercifolia* GOTH.

— Groupe des *Renaultia* : *Sphenopteris chaerophylloides* BRGT., *Sph. douvillei* ZEIL., *Sph. schwerini* STUR., *Sph. cf. rutaefolia* ZAL., *Sph. laurenti* ANDR., *Sph. rotundifolia* ANDR., *Sph. microscopica* CRÉP., *Sph. (Renaultia) schatzlarensis* STUR., *Sph. stipulata* GUTB., *Sph. gracilis* BRGT., *Sph. bella* STUR., *Sph. villosa* CRÉP., *Sph. westphalica* STUR.

— Groupe des *Hymenophyllites* : *Sphenopteris quadridactylites* GUTB., *Sph. herbacea* BOUL.

— Genre *Oligocarpia* : *Oligocarpia brongniarti* STUR., *O. guldieri* GOEP.

— Genre *Discopteris* : *Discopteris karwinensis* STUR.

— Genre *Myriotheca* : *Myriotheca desaillyi* ZEIL.

— Fougères *incertae sedis* (fructifications non connues) : *Sphenopteris aff. fragilis* SCHL., *Sph. aff. mixta* SCHIMP., *Sph. aff. delavali* ZEIL.

En 1914, Bertrand complète cette liste en y adjoignant, parmi les Ptéridospermées, le *Sphenopteris trigonophylla* BEHREND et il décrit le *Sphenopteris baumléri* ANDR. (16 et 17) avec ses fructifications. Enfin, il faut ajouter une espèce nouvelle pour la littérature, le *Sphenopteris roucourtensis* P.B. et P.C., découvert par Bertrand et Corsin (21) dans les couches schisteuses interstratifiées dans le conglomérat de Roucourt.

4. - LES ZONES VÉGÉTALES DU TERRAIN HOUILLER DU NORD PAR BERTRAND EN 1919.

Si les travaux de Boulay et de Zeiller sont fondamentaux pour la connaissance des espèces recueillies dans le Bassin du Nord - Pas-de-Calais, ce

n'est qu'à la suite des travaux de Barrois (1 et 2) que la stratigraphie du Bassin du Nord a fait de grands progrès. Les niveaux marins, découverts récemment dans le terrain houiller, deviennent des « repères » permettant de zoner ce terrain.

Après plusieurs essais de classifications stratigraphiques du terrain houiller (14 et 18), Bertrand, en 1919, donne un tableau de répartition des zones végétales (19). Il garde comme bases les divisions floristiques suivantes déterminées par Carpentier (40) :

Zone inférieure A à *Neuropteris schlehani*

A 1 à *Pecopteris aspera*

A 2 à *Sphenopteris hoeninghausi* et *Mariopteris acuta*

Zone moyenne B

B 1 mélange des flores B et A

B 2 à *Lonchopteris bricei* (CC) et *Sigillaires*

B 3 mélange des flores B et C

Zone supérieure C [à *Linopteris obliqua* (CC)]

et, à l'intérieur de ces divisions, il distingue des niveaux-repères et des faisceaux de veines qui sont par ordre ascendant :

— Les AMPÉLITES DE BRUILLE, caractérisées en Belgique par *Rhodea hochstetteri* STUR.

— Les VEINES ET BANCS MARINS DE FLINES (Nord) ou d'ANNEULLIN (Pas-de-Calais) = A 1 ou zone à *Pecopteris aspera* surmontés par le grès de Flines.

— Le FAISCEAU D'OLYMPE (Nord), qui correspond aux terrains encaissant la veine Désirée de Meurchin (P.-de-C.), et qui se situe à la base de la zone A 2 de Zeiller (= zone de Vicoigne), ayant comme éléments caractéristiques *Neuropteris schlehani*, *Sphenopteris hoeninghausi*, *Mariopteris acuta* et contenant le niveau marin de la passée de Laure.

— LE FAISCEAU DE MODESTE (Nord) = veines 5 à 17 (P.-de-C., Lens), ou zone à *Alethopteris lonchitica*, qui est caractérisé par la prolifération de *Neuropteris heterophylla* et *N. gigantea*, ainsi que la diminution de *Neuropteris schlehani* et *Sphenopteris hoeninghausi*.

— La zone B1 - B2 de Zeiller (= ZONE D'ANZIN) qui débute à environ 150 m en dessous du niveau marin de Poissonnière et qui comprend les veines supérieures à Bernard dans le Nord et à la veine n° 14 dans le Pas-de-Calais. C'est la zone à *Alethopteris davreuxi* et *Lonchopteris bricei*, également caractérisée par l'apogée d'*A. valida* et par la fréquence de *Sphenopteris furcata*, *Asterophyllites*

equisetiformis, *Sphenophyllum myriophyllum*, *Sigillaria elongata* et *S. scutellata*.

— Le FAISCEAU DE SIX-SILLONS, dans le Pas-de-Calais (B3), ou zone à *Linopteris münsteri*, qui est accompagné de *Neuropteris pseudogigantea* et d'espèces opulentes à larges pinnules *N. flexuosa*, *Sphenopteris striata*, *Mariopteris muricata*.

— Le FAISCEAU D'ERNESTINE, qui se place à la base de l'assise de Bruay (= C), ou zone à *Linopteris obliqua* et *Neuropteris tenuifolia* avec, comme espèces satellites, *Neuropteris rarinervis* et *Alethopteris serli* et qui se caractérise par la présence de *Sphenopteris crepini* et *Sph. coemansi*, ainsi que par l'apogée de *Sph. striata*.

— Le FAISCEAU DE DU SOUICH ET D'ÉDOUARD, qui forme le sommet de la zone C et qui est caractérisé par *Sphenopteris neuropteroides* forme *leonardi* et l'apogée de *Sph. quadridactylites*.

Plus tard, les Ampélites de Bruille et la zone A 1 à *P. aspera* deviendront l'assise de Flines ; les faisceaux d'Olympe et de Modeste (A 2) jusqu'au niveau marin de Poissonnière constitueront l'assise de Vieoigne. La découverte de l'horizon marin de Rimbert à Anzin permettra à Barrois, Bertrand et Pruvost (4) de fixer à ce niveau dans le Nord de la France la limite supérieure de l'assise d'Anzin (B1-B2) qui se divisera désormais en faisceau de Meunière à la base et faisceau de Pouilleuse au sommet, faisceaux qu'il est très difficile de distinguer l'un de l'autre si ce n'est par une moindre abondance de *Lonchopteris bricei-rugosa* vers le sommet. Enfin, l'ensemble des terrains supérieurs au niveau marin de Rimbert sera désigné sous le nom d'assise de Bruay et se divisera en faisceau de Six-Sillons (= B3) et faisceaux d'Ernestine, de Du Souich et d'Édouard (= C).

En 1930, Bertrand (20) décrivant les Neuroptéridées de la Sarre et de la Lorraine, indique la présence dans le terrain houiller du Nord de la France, du *Mixoneura simoni* P.B. comme terme de comparaison avec le *M. ovata* HOFFM., dont il serait un précurseur. Plus tard, Laveine (90) fera tomber ces deux espèces en synonymie sous le nom de *Neuropteris ovata* HOFFM.

Dans le « Guide Paléontologique du Terrain Houiller du Nord de la France », Corsin (53) reprend, en 1932, les principales espèces caractéristiques des différents faisceaux du terrain houiller du Bassin Nord-Pas-de-Calais. Il n'y décrit qu'une espèce nouvelle : *Sigillaria bretoni* P.C., caractéristique des assises de Flines et de Vieoigne et il cite dans l'assise de Bruay le *Mariopteris*

sauveuri, espèce décrite précédemment sous le nom de *Mariopteris nervosa* par Zeiller. D'autre part, outre le *Pecopteris aspera*, il reconnaît dans l'assise de Flines la présence de *Neuropteris antecedens* STUR, N. cf. *schlehani* STUR, *Renaultia gracilis* BRGT., *Lepidodendron veltheimi* ST., *Archaeocalamites* (= *Asterocalamites*) et *Sphenophyllum tenerrinum* ERTING. Avant cet important travail, Corsin avait, en 1927 (51), défini la position systématique de *Zeilleria* (*) *avoldensis* STUR (= *Pecopteris avoldensis*) et en 1928 (52) celle de *Sphenopteris* (= *Eremopteris*) *zamioides* P.B.

Révisant en 1933 la flore des environs de Rimbert dans les concessions d'Anzin, de l'Escarpelle, de Dourges, de Courrières, de Béthune et de Bruay-Marles, Bertrand et Corsin (22) signalent quelques plantes fossiles nouvelles pour le Bassin houiller du Nord de la France et notamment *Neuropteris linguaefolia* P.B., *Mariopteris hirta* STUR et *Neuropteris callosa* JONG. et GOTH. Ils concluent que la flore des environs de Rimbert est sensiblement homogène mais qu'elle est cependant caractérisée, au-dessus de ce niveau, par l'absence totale de *Lonchopteris*.

5. - CONNAISSANCES ACTUELLES DE LA FLORE FOSSILE DU TERRAIN HOULLER DU NORD.

Après la guerre 1939-1945, l'étude descriptive systématique de l'ensemble des végétaux fossiles recueillis dans le Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais est entreprise dans le cadre des Études Géologiques pour l'Atlas de Topographie souterraine, publiées par le Service Géologique des H.B.N.P.C.

Le premier volume paraît en 1953 (67) et s'attache à l'étude des Marioptéridées, mais, auparavant, dans plusieurs notes présentées à la Société Géologique du Nord, Paule Corsin (64, 65 et 66) classe la famille des Marioptéridées dans les Ptéridospermées et y fait entrer, à côté des genres *Dicksonites* STERZ. et *Mariopteris* ZEIL., les nouveaux genres *Pseudomariopteris* = *Diplotmema* pro parte (type *Pseudomariopteris ribeyroni* ZEIL.) et *Tetralmema* = *Diplotmema* pro parte (type *Tetralmema zeilleri* STUR). Les *Mariopteris* y sont classés d'après les caractères anatomiques de leurs rachis en *Lineae* (rachis striés longitudinalement

(*) Les fructifications des *Pecopteris* de type *Zeilleria* ont, depuis, été désignées sous le nom de *Bertrandia* par Dalinval (73).

et barrés transversalement), *Alíneae* (rachis uniquement striés longitudinalement) et *Premariopteridae*, le premier de ces groupes se divisant en *Euacutae*, *Eumuricatae* et *Sphenopteridae*, le second correspondant aux *Latifoliae*. Très récemment, la découverte de sporanges chez *Mariopteris latifolia* a amené Boersma (23) à créer le genre *Fortopteris* pour les espèces de "*Mariopteris*" dont les tiges et les rachis sont frêles et démunis de barres transversales, d'où la dénomination pour cette espèce de *Fortopteris latifolia*. Cette dernière plante est donc, contrairement à l'opinion admise jusqu'à présent, une Fougère et on peut penser que tous les *Alíneae*, dont les caractères ont été reconnus bien distincts de ceux des *Lineae*, sont également des Ptéridophytes.

En 1953, Paule Corsin cite, décrit et figure sept espèces de *Mariopteris* nouvelles pour la littérature : *M. bourozi*, *M. odontophylla*, *M. opulenta*, *M. robusta* (KIDSTON manu scriptum), *M. microsauveuri*, *M. pachyphylla* et *M. roussini* (BERTRAND manu scriptum), ainsi que des espèces nouvelles pour le Nord de la France : *M. beneckeii* HUTT, *M. daviesi* KIDST., *M. mosana* WILL., *M. hirsuta* P.C., *M. lobatifolia* KIDST., *M. carnosa* P.C., *M. nobilis* ACHEPOHL. A cette liste, il convient d'ajouter *Mariopteris (Fortopteris) andraeana* ROEHL, signalé par Carpentier sous le nom générique de *Sphenopteris* (*), ainsi que *M. laciniata* POTONIE, signalé en 1969 par Bouroz (31) et une espèce nouvelle *M. pilosa* Paule CORSIN (71).

En 1956 paraît le fascicule 2 de l'Atlas consacré à l'étude des Fougères sphénoptéridiennes du Bassin Houiller Nord-Pas-de-Calais (74). Après un historique très détaillé du genre de forme *Sphenopteris* et des Sphénoptéridées, Danzé rappelle que c'est Kidston en 1911, qui a, le premier, divisé les *Sphenopteris* en Ptéridospermées et en Fougères vraies et il étudie systématiquement les genres « sphénoptéridiens ». Puis, il passe à l'étude des "*Sphenopteris*" Ptéridophytes du Nord de la France qu'il classe d'après leurs fructifications en :

- 1) Leptosporangiées :
 - Gleichéniacées, fructification *Oligocarpia*,
 - Loxsomacées, fructifications *Hymenophyllites*, *Boweria* et *Sturia*,
 - Schizéacées, fructifications *Kidstonia*,
- 2) Zygoptéridées pro parte, fructification *Corynepteris*.

(*) Cette plante, voisine de *Fortopteris latifolia* par la structure de ses axes et rattachée aux Mariopteridées, groupe des *Alíneae*, par Paule Corsin (67), doit être intégrée dans les Ptéridophytes sous le nom de *Fortopteris andraeana*.

- 3) Protoleptosporangiées :
 - Osmondacées, fructifications *Discopteris*, *Stellatheca*,
- 4) Eusporangiées pro parte :
 - Crossothécacées, fructification *Crossotheca*,
 - Urnatoptéridacées, fructifications *Urnatopteris*, *Myriothea*, *Sphyropteris*, *Renaultia*, *Monothea*, *Tetrameridium* et *Zeilleria* pro parte.

Néanmoins, un grand nombre de formes « sphénoptéridiennes » demeurent *incertae sedis* car leurs fructifications n'ont pas encore été découvertes. Ce sont les Sphénoptéridacées.

Dans cet ouvrage différentes espèces viennent s'ajouter à la liste des "*Sphenopteris*" déjà connus dans le Nord de la France. Parmi celles-ci, certaines sont nouvelles pour la littérature scientifique. Ce sont :

Corynepteris cupuliformis, *Crossotheca bourozi*, *Discopteris bertrandi*, *D. opulenta*, *Myriothea monomakhoffi*, *Renaultia acutiloba*, *Stellatheca latiloba*, *Sphenopteris aurei*, *Sph. dentaeifolia*, *Sph. dissymetrica*, *Sph. dufayi*, *Sph. latinervis*, *Sph. magnifica*, *Sph. parviloba*, *Sph. pseudomarrati*, *Sph. villetii* (P.B. manu scriptum).

D'autres sont nouvelles pour le Bassin du Nord :

Corynepteris tenuissima ST., *C. cf. cristata* GUTB., *C. cf. magnifica* GOTH., *Discopteris cf. schumanni* STUR., *Renaultia crepini* STUR., *Zeilleria cf. hymenophylloides* KIDST., *Z. rhodaeformis* KIDST., *Sphenopteris corifolia* KIDST., *Sph. devians* GOTH., *Sph. cf. arberi* KIDST., *Sph. aschenborni* STUR., *Sph. cf. cantiana* KIDST., *Sph. cf. selbyensis* KIDST., *Sph. dixonii* KIDST., *Sph. footneri* KIDST., *Sph. hansae* GOTH., *Sph. kayi* ARBER, *Sph. kilimii* KIDST., *Sph. microcyclos* GOTH., *Sph. obtusuedentata* GOTH., *Sph. pecopteroides* KIDST., *Sph. rutaeifolia* GUTB., *Sph. seawardi* KIDST., *Sph. stonehousii* KIDST. et *Sph. woodwardii* KIDST.

Dans cette liste ne figurent pas certains *Sphenopteris* qui, signalés précédemment, n'ont pas été retrouvés (*Crossotheca chailleti* CARP., *Cr. sagittata* LESQ., *Hymenophyllites bronni* GUTB., *Hymenotheca* sp., *Oligocarpia gutbieri* GOEP., *Sphyropteris franciana* GOTH., *Sphy. obliqua* MARRAT, *Sphenopteris westphalica* STUR). Notons que le *Sphenopteris microscopica* CRÉP. a été rattaché au genre *Sphyropteris* par suite de la découverte de fructifications (75).

L'étude des *Pecopteris* du Terrain Houiller du Nord de la France a été entreprise par Dalinval (73), qui fait d'abord l'historique du genre *Pecopteris* et des Pécoptéridées. Il reprend les définitions de l'ordre des Pécoptéridales et du genre *Pecopteris* données par Corsin en 1951 (60) après la révision des troncs de ce genre de Fougères (58). Trois grands types de troncs sont reconnus : *Caulopteris* L. et H., *Megaphyton* ARTS et *Hagiophyton* P.C. Quant aux fructifications, ce sont des

Senftenbergia CORDA (*), *Asterotheca* PRESL, *Orthotheca* P.C. (= *Danaeites* GOEP. pro parte), *Acithea* SCHIMP., *Ptychocarpus* WEISS, *Asterocarpus* ROST auxquelles il faut ajouter le nouveau genre *Bertrandia* (= *Zeilleria* pro parte). Parmi les espèces nouvelles pour la littérature scientifique citées par Dalinval, il convient de signaler *Pecopteris* (*Senftenbergia*) *pennaeformis* var. *minor*, *P.* (*Senft.*) *pennaeformis* var. *major*, *Pecopteris* *vedrinei*, *P. intermedia* P.B. *manu scriptum*, *P. bourozi*, *P.* (*Asterotheca*) *hirsuta*, *P.* (*Ast.*) *dufayi*, *P.* (*Ast.*) *lobulata* = *Asterotheca* *crenulata* ZEIL. et *Pecopteris* *stievenardi*. A côté de ces espèces, figurent encore quelques formes, nouvelles pour le Bassin du Nord, qui annoncent la flore du Westphalien D supérieur; ce sont: *Pecopteris* cf. *hemitelioides* BRGT., *P. precyatheae* DAL., *P. prepolymorpha* DAL. et *P.* cf. *saraefolia* P.B.

C'est en 1961 que paraît l'ouvrage de Buisine sur les Aléthoptéridées du Nord de la France (37). Il débute par l'historique de la famille des Alethoptéridées renfermant, dans le Nord-Pas-de-Calais, les genres *Alethopteris*, *Lonchopteris* et *Pecopteridium* qui, tous, appartiennent aux Ptéridospermées. Buisine décrit et figure des espèces nouvelles pour la littérature: *Alethopteris corsini*, *A. hermeteti*, *A. michauxi*, *Lonchopteris monomachoffi*, *L. petiti*, *Pecopteridium lerati*, *P. vermeleni* ainsi que des espèces récemment créées: *Alethopteris bertrandi* BOUROZ (28) et *Lonchopteris legrandi* BOUROZ (29). D'autre part, il indique encore la présence dans ce bassin d'*Alethopteris pontica* ZEIL. et il signale que'il n'y a pas retrouvé deux espèces citées, l'une par Bertrand (9) *Pecopteridium armasi* ZEIL., l'autre par Bouroz (26) *Pecopteridium devillei* P.B. Buisine termine son ouvrage par la description de *Desmopteris longifolia* PRESL.

Le travail de Laveine, en 1967, porte sur les Neuroptéridées du Nord de la France (91). Il y reprend la classification de cette famille déjà proposée en 1966 (90) et qui est la suivante:

— Neuraethospermées, avec le genre *Neuraethopteris* CREMER,

— Neurodontospermées, avec les genres *Neuropteris* BRGT., *Odontopteris* BRGT., *Reticulopteris* GOTH. et *Anaslomopteris* WAGNER,

(*) Les *Pecopteris* ayant des tiges du genre *Megaphyton* possèdent des fructifications du type *Senftenbergia*, tandis que les *Caulopteris* ont des fructifications du genre *Asterotheca* et formes affines (*Orthotheca*, *Acithea*, *Ptychocarpus*).

— Parispermées, avec les genres *Paripteris* GOTH. et *Linopteris* PRESL.

Aux formes neuroptéridiennes déjà connues dans le Bassin houiller Nord-Pas-de-Calais, Laveine ajoute *Neuraethopteris larischi* SUSTA, *Neural. rectinervis* KIDST., *Neuropteris hollandica* STOCK., *N. ghayei* STOCK. et WILL., *N. parvifolia* STOCK., *N. semireticulata* JOSTEN ainsi que des espèces nouvelles pour la littérature: *Neuraethopteris jongmansii*, *Neuropteris bourozi*, *N. duprei*, *N. chalardi*, *N. dussarti*, *N. willierei*, *N. morini* P.B. *manu scriptum* et *Linopteris regniezi*.

La révision des plantes fossiles du terrain houiller du Nord de la France n'étant pas achevée, nous devons, pour le reste des végétaux, nous référer aux connaissances anciennes et à des notes partielles. Pour les *Sphenopteris* de l'embranchement des Ptéridospermophytes, il faut reprendre la liste provisoire des *Sphenopteris* donnée par Bertrand en 1913 (14), en tenant compte des travaux récents qui ont dégagé de ce groupe hétérogène non seulement les formes sphénoptéridiennes appartenant réellement aux Ptéridophytes, mais aussi certaines Ptéridospermées reconnues distinctes par leur architecture.

Ainsi, parmi les " *Sphenopteris* " rattachés par Bertrand aux Ptéridospermées:

— le genre *Dicksonites* avec *Sphenopteris potieri* est un genre marioptéridien (*Dicksonites potieri*).

— le groupe des *Palmatopteris-Eremopteris* se scinde en deux familles, celle des Tétratoméées avec le genre *Tetratmema* (*T. furcata*, *T. spinosa*, *T. laxifrons*, *T. sturi*) et celle des Erémoptéridées avec le genre *Eremopteris* (*E. artemisiaefolioides*) qui doit également englober le *Sphenopteris zamioides* P.B. (= *Eremopteris zamioides*) classé par Bertrand dans les Ptéridospermées *incertae sedis*.

— les genres *Crossotheca* (*Cr. boulayi*, *Cr. crepini*, *Cr. sagittata*, *Cr. schatzlarensis*), *Zeilleria* pro parte (*Z. avoldensis*), *Urnatopteris* (*U. tenella*) doivent être rangés parmi les Fougères, de même que les *Sphenopteris souichi* et *Sph. schutzei* classés par Bertrand dans les Ptéridospermées *incertae sedis*.

Ne subsistent donc, dans les " *Sphenopteris* " Ptéridospermées de Bertrand, comme Sphénoptéridées Ptéridospermées que:

— le groupe de l'*obtusiloba* (*Eusphenopteris*) = *Diplotmémées*, avec les genres *Diplotmema* (*D. obtusiloba*, *D. broussieri*, *D. nummularia*, *D. poly-*

phylla, *D. schillingsi*, *D. striata*, *D. neuropteroides*, *D. sauveuri*, *D. pulcherrima* ; de ce groupe a été retranché *Sphenopteris andreana* ROEHL (= *Fortopteris andraena*).

— le groupe de l'*hoeninghausi* = Diplotmées, dont on connaît les fructifications qui sont du type *Calymmatotheca* (*C. hoeninghausi* et *C. bäumleri*).

Parmi les "*Sphenopteris*" Fougères citées par Bertrand, il apparaît que :

— le groupe des *Rhodea* avec le genre *Rhodea* (*R. lemayi* et *R. subpetiolata*) demeure d'affinité douteuse, peut-être ptéridosperméenne.

— le groupe des *Diplotmema* doit entrer dans les Ptéridospermées de la famille des Marioptéridacées avec le genre *Tetratmema* (*T. zeilleri*, *T. gilkineti*, *T. gohani* et *T. coemansi*).

— par contre, les groupes suivants (*Coryneptris*, *Renaultia*, *Hymenophyllites*, *Oligocarpia*, *Discopteris*, *Myriotheca*) sont bien, comme nous l'avons vu précédemment, rangés parmi les Fougères vraies.

En 1948, Scriban (97) reprend l'étude des *Sphenopteris* du groupe du "*Sphenopteris striata*" (= groupe de l'*obtusiloba* BERTRAND) et il signale comme espèces nouvelles dans le Bassin Nord-Pas-de-Calais : *Sph. neuropteroides schumanni* STUR, *Sph. neuropteroides bourozi* SCRIBAN, *Sph. dilatata* L. et H., *Sph. hulseni* GOTH. et *Sph. polyphylla* L. et H.

Plus récemment, Bouroz (27) étudiant le Namurien dans le Bassin du Pas-de-Calais, y donne une liste de plantes fossiles parmi lesquelles figurent des espèces nouvelles pour ce bassin : *Adiantites bifidus* L. et H., *Sphenopteris* (= *Diplotmema*) *dicksonites* GOEP. et *Sph.* (= *Dipl.*) *hollandica* GOTH. et JONG. Puis Chalard (50), dans son travail sur le Namurien du Bassin du Nord, y ajoute incidemment *Lepidophyllum waldenburgense* POT., *Myriophyllites gracilis* ARTIS et *Omphalophloios* sp. Enfin, dernièrement, Bouroz (31) cite pour la première fois dans le Nord la présence de *Neuropteris schlehanoides* STOCK. et WILL.

a) *Liste des plantes fossiles du Bassin Houiller du Nord connues à ce jour.*

En conclusion, les plantes à feuilles de Fougères fossiles recueillies jusqu'alors dans le Bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais appartiennent aux différentes familles suivantes, telles qu'elles sont conçues actuellement :

I. — Palaeoptéridales (*).

1) ZYGOPTÉRIDACÉES :

Coryneptris coralloides GUTB., *Cor. erosa* GUTB., *Cor. essinghi* ANDR., *Cor. angustissima* ST., *Cor. grypophylla* GOEP., *Cor. similis* ST., *Cor. quercifolia* GOEP., *Cor. cupuliformis* J.D., *Cor. tenuissima* ST., *Cor. cf. cristata* GUTB., *Cor. cf. magnifica* GOTH. et *Desmopteris longifolia* PRESL (classée avec doute dans cette famille).

II. — Eusporangiales.

1) HERBACÉES OU ARBUSTIFORMES :

— Crossothécacées : *Crossotheca crepini* ZEIL., *Cr. boulayi* ZEIL., *Cr. sagittata* LESQ. (+), *Cr. schatzlarensis* STUR (+), *Cr. chailleti* CARP. (+), *Cr. bourozi* J.D.

— Urnatoptéridacées : *Urnatopteris herbacea* BOUL., *U. tenella* BRGT., *Renaultia chaerophylloides* BRGT., *R. rotundifolia* ANDR., *R. gracilis* BRGT., *R. schwerini* STUR., *R. schatzlarensis* STUR., *R. villosa* CRÉP., *R. crepini* STUR., *R. acutiloba* J.D., *Sphenopteris* (*Renaultia* ?) *kayi* ARBER, *Myriotheca desaillyi* ZEIL., *M. monomakhoffi* J.D., *Sphyropteris franciana* GOTH. (+), *Sphy. obliqua* MARRAT (+), *Sphy. microscopica* CRÉP., *Zeilleria delicatula* ST., *Z. frenzi* STUR., *Z. cf. hymenophylloides* KIDST., *Z. cf. rhodaeformis* KIDST.

— Fortoptéridacées : *Fortopteris latifolia* ZEIL., *F. andreana* ROEHL.

2) ARBORESCENTES :

— Cauloptéridacées : *Asterotheca miltoni* ARTIS, *Ast. hirsuta* DAL., *Ast. dufayi* DAL., *Ast. lobulata* DAL., *Pecopteris* (*Asterotheca* ?) *bourozi* DAL., *Pecopteris* (*Ast.*) *cf. hemiteoides*, *P. (Ast.) precyathia* DAL., *P. (Ast.) cf. saraefolia* P.B., *Bertrandia avoldensis* STUR., *Pecopteris* (*Acithea*) *prepolymorpha* DAL., *Caulopteris* sp.

III. — Leptosporangiales.

1) ARBORESCENTES :

— Mégaphytinacées : *Senftenbergia aspera* BRGT., *Senft. plumosa-dentata* ARTIS BRGT., *Senft. pennaeformis* BRGT. var. *major* DAL., *Senft. pennaeformis* BRGT. var. *minor* DAL., *Senft. volkmanni* SAUV., *Pecopteris* (*Senft.* ?) *vedrinei* DAL., *P. (Senft. ?) intermedia* P.B., *Aphlebia goldenbergi* WEISS, *A. crispa* GUTB., *Megaphyton souichi* ZEIL., *M. giganteum* GOLD., *M. approximatum* L. et H. et *M. frondosum* ARTIS.

— *Pecopteris incertae sedis* (**): *Pecopteris stievernardi* DAL., *P. simoni* ZEIL.

2) HERBACÉES OU ARBUSTIFORMES :

— Gleichéniacées : *Oligocarpia brongniarti* STUR., *O. guldieri* GOEP.

— Loxsomacées : *Boweria schatzlarensis* STUR., *Sturia amena* STUR., *Hymenophyllites quadridactylites* GUTB., *H. bronni* GUTB.

(*) Les espèces marquées du signe (+) n'ont pas été retrouvées lors des révisions de la flore.

(**) On ne connaît pas, à ce jour, les fructifications de ces deux espèces.

IV. — Protoleptosporangiales.

1) OSMONDACÉES :

Discopteris karwinensis STUR., *D. bertrandi* J.D., *D. opulenta* J.D., *Stellatheca latiloba* J.D.

V. — Sphénoptéridales douteuses à affinités ptéridophytiques.

Sphenopteris delavati ZEIL., *Sph. douvillei* ZEIL., *Sph. formosa* GUTB., *Sph. laurenti* ANDR., *Sph. mixta* SCHIMP., *Sph. rotundiloba* J.D., *Sph. souichi* ZEIL., *Sph. stipulata* GUTB., *Sph. westphalica* STUR., *Sph. aureli* J.D., *Sph. corifolia* KIDST., *Sph. dentaefolia* J.D., *Sph. devians* GOTH., *Sph. dissymetrica* J.D., *Sph. dizoni* KIDST., *Sph. dufayi* J.D., *Sph. footneri* KIDST., *Sph. hansae* GOTH., *Sph. kiimii* KIDST., *Sph. latinervis* J.D., *Sph. magnifica* J.D., *Sph. microcyclos* GOTH., *Sph. obtusae-dentata* GOTH., *Sph. parviloba* J.D., *Sph. pecterooides* KIDST., *Sph. pseudo-maratti* J.D., *Sph. rutaefolia* GUTB., *Sph. seawardi* KIDST., *Sph. stonehousi* KIDST., *Sph. villeti* P.B., *Sph. woodwardi* KIDST., *Sph. cf. arberi* KIDST., *Sph. cf. aschenborni* STUR., *Sph. cf. cantiana* KIDST., *Sph. cf. selbyensis* KIDST.

Parmi les Préphanérogames, les Ptéridospermo-phytes reconnues dans le Bassin du Nord - Pas-de-Calais peuvent se classer en :

I. — Iyginoptéridales.

1) LYGINOPTÉRIDACÉES (= Diplotmémées pars) :

Sphenopteris (Calymmatotheca) hoeninghausi BRGT., *Sph. (Cal.) bäumleri* ANDR., *Lagenostoma lomaxi* WILL.

II. — Ptéridospermales.

1) DIPLOTMÉMÉACÉES (= Diplotmémées pars) :

Diplotmema obtusiloba BRGT., *D. broussieri* P.B., *D. nummularia* GUTB., *D. trifoliolata* ARTIS., *D. polyphylla* ZEIL., *D. schillingi* ZEIL. (non ANDR.), *D. neuropteroides* BOUL., *D. sauveuri* CRÉP., *D. pulcherrima* BRGT., *D. roucourtensis* P.B. et P.C., *D. dicksonioides* GOEP., *D. hollandica* GOTH. et JONG., *Telangium nutans* CARP., *Calymmatotheca acutum* CARP.

2) MARIOPTÉRIDACÉES :

Mariopteris acuta BRGT., *M. dernoncourtii* ZEIL., *M. beneckeii* HUTH., *M. daviesi* KIDST., *M. bourozi* P.D.-C., *M. mosana* WILL., *M. muricata* SCHL., *M. odontophylla* P.D.-C., *M. hirsuta* P.C., *M. hirta* STUR., *M. nervosa* BRGT., *M. nervosa-sauveuri* P.D.-C., *M. carnosa* P.C., *M. opulenta* P.D.-C., *M. robusta* KIDST., *M. sauveuri* STUR., *M. microsauveuri* P.D.-C., *M. pachyphylla* P.D.-C., *M. lobatifolia* KIDST., *M. soubeirani* ZEIL., *M. jacquoti* ZEIL., *M. nobilis* ACH., *M. pilosa* P.D.-C., *M. sphenopteroides* LESQ., *M. laciniata* POT., *Tetratmema furcata* BRGT., *T. spinosa* GOEP., *T. laxifrons* ZEIL., *T. sturi* GOTH., *T. gilkineti* STUR., *T. zeilleri* STUR., *T. gothani* P.B., *T. coemansi* ANDR. et *Dicksonites potieri* ZEIL.

3) ERÉMOPTÉRIDACÉES :

Eremopteris artemisiaefolioides CRÉP., *E. zamioides* P.B.

4) TAENIOPTÉRIDACÉES :

Taeniopteris zeilleri P.B.

5) NEURALETHOPTÉRIDACÉES :

Neuraethopteris larischii SUSTA, *Neural. jongmansii* LAV., *Neural. schlehani* STUR., *Neural. rectinervis* KIDST., *Neural. schlehanoides* STOCK. et WILL., *Neurospermum schlehani* STUR., *Whittleseya media* STOCK., *Alethopteris (*) lonchitica* SCHL., *Al. decurrens* ARTIS., *Al. grandini* BRGT., *Al. serli* BRGT., *Al. valida* BOUL., *Al. pontifica* ZEIL., *Al. bertrandi* BOUR., *Al. corsini* BUIS., *Al. michauxi* BUIS., *Al. hermeteti* BUIS., *Trigonocarpus noeggerathi* ST., *T. ventricosus* GOEP. et FIELD., *T. schultzi* GOEP. et BERG., *T. sporites* WEISS, *Pachytista* sp., *Lonchopteris (*) rugosa* BRGT., *L. eschweiliana* ANDR., *L. legrandi* BOUR., *L. monomakhoffi* BUIS., *L. petiti* BUIS., *Pecopteridium armasi* ZEIL. (+), *P. devillei* P.B. (+), *P. lerati* BUIS., *P. vermeleni* BUIS.

6) NEURODONTOPTÉRIDACÉES :

Neuropteris heterophylla BRGT., *N. loshii* BRGT., *N. bourozi* LAV., *N. hollandica* STOCK., *N. duprei* LAV., *N. tenuifolia* SCHL., *N. chalardi* LAV., *N. rarinervis* BUNB., *N. dassarti* LAV., *N. ghayi* STOCK. et WILL., *N. obliqua* BRGT., *N. parvifolia* STOCK., *N. semireticulata* JOST., *N. willierei* LAV., *N. morini* P.B., *N. ovata* HOFFM., *N. scheuchzeri* HOFFM., *N. callosa* GOTH. et JONG., *N. bockingiana* WEISS, *Reticulopteris münsteri* EICHW., *Cyclopteris orbicularis* BRGT., *Neurotheca* sp., *Neurospermum* sp. = *Rhabdocarpus* pars, *Boulaya* sp.

7) PARIPTÉRIDACÉES :

Paripteris gigantea ST., *Par. pseudogigantea* POT., *Par. linguaeifolia* P.B., *Hexapterospermum minus* CARP., *H. modestae* P.B., *H. ostricourtensis* P.B., *Tripterosperrum* sp., *Potoniea adiantiformis* ZEIL., *Linopteris neuropteroides* GUTB., *L. subbrongniarti* GR. EUR., *L. cf. obliqua* BUNB., *L. regniezi* LAV., *Polypterosperrum (= Hexagonocarpus) boulayi* CARP.

8) DIPLOPTÉRIDACÉES :

Adiantites bifidus L. et H.

III. — Ptéridospermales douteuses à affinité ptéridospermophytique.

Rhodea subpetiolata POT., *R. lemayi* P.B.

Les Cordaitophytes sont peu nombreuses dans le Bassin Houiller du Nord ; on peut citer :

Cordaïtes borassifolius ST., *C. principalis* GERM., *Dorycordaïtes palmaeformis* GOEP., *Artisia approximata* BRGT., *Cordaïcarpus cordai* GEIN., *C. areolatus* BOUL. (+), *C. membranaceus* GOEP. (+), *Cordaïanthus volkmanni* ETTING. (+), *C. pitcarniae* L. et H., *Samaropsis fluitans* DAW., *Carpolithes perpusillus* LESQ. (+).

(*) Ainsi que l'a montré Laveine (91, p. 77), les genres *Alethopteris* et *Lonchopteris* s'apparentent au genre *Neuraethopteris*. De ce fait, ils doivent être intégrés dans la famille des *Neuraethopteridacées*.

Quant aux Lépidoxytes du Bassin Houiller du Nord - Pas-de-Calais, ce sont :

I. — Lépidoxytales.

1) LÉPIDODENDRACÉES :

Lepidodendron obovatum ST., *L. aculeatum* ST., *L. rimosum* ST., *L. volkmannianum* ST., *L. dichotomum* ST., *L. veltheimi* ST., *L. jaracewski* ZEIL., *Lepidostrobos variabilis* L. et H., *L. ornatus* BRGT., *L. geinitzi* SCHIMP., *L. olryi* ZEIL., *L. princeps* LESQ. (+), *Lepidophyllum lanceolatum* L. et H., *L. anthemis* KOENIG, *L. waldenburgense* POT. (+), *Lepidophloios laricinus* ST., *Halonina tortuosa* L. et H.

2) ULODENDRACÉES :

Ulodendron ophiurus BRGT., *U. lycopodioides* ST., *U. haidingeri* ETTING., *U. wortheni* LESQ., *U. majus* L. et H., *U. minus* L. et H., *U. montagnei* P.B.

3) BOTHRODENDRACÉES :

Bothrodendron minutifolium BOUL., *B. punctatum* L. et H., *Lycopodites carbonaceus* FEIST. (il pourrait s'agir du feuillage d'un *Bothrodendron*).

4) CYCLOSTIGMACÉES :

Asolanus camptotaenia WOOD.

5) PINAKODENDRACÉES :

Pinakodendron ohmanni WEISS, *Omphalophloios* sp.

6) SIGILLARIACÉES :

Sigillaria acuta ZEIL., *S. mamillaris* BRGT., *S. scutellata* BRGT., *S. laevigata* BRGT., *S. elongata* BRGT., *S. boblayi* BRGT., *S. davreuxi* BRGT., *S. tessellata* BRGT., *S. elegans* ST., *S. nudicaulis* BOUL., *S. rugosa* BRGT., *S. reniformis* BRGT., *S. walchii* SAUV., *S. voltzi* BRGT., *S. deutschii* BRGT., *S. polleri* BRGT., *S. transversalis* BRGT., *S. polyloca* BOUL., *S. ovata* SAUV., *S. cordigera* ZEIL., *S. principis* WEISS, *S. weissii* ZEIL., *S. sauveuri* ZEIL., *S. micaudi* ZEIL., *S. reticulata* LESQ., *S. bretoni* P.B., *S. arzinensis* CORDA (+), *S. elegantula* WEISS, *S. rhytidolepis* CORDA, *S. schlothemiana* BRGT., *S. euxina* ZEIL., *S. scutiformis* ZAL., *Sigillariostrobus tieghemi* ZEIL., *S. souichi* ZEIL., *S. nobilis* ZEIL., *S. goldenbergi* FEIST., *S. crepini* ZEIL., *Syringodendron cyclostigma* BRGT., *Stigmaria ficoides* ST., *Knorria imbricataria* ST.

Enfin, les Arthroxytes recueillies dans le Bassin Houiller du Nord de la France, sont les suivantes :

I. — Sphenophyllales.

1) SPHENOPHYLLACÉES :

Sphenophyllum tenerinum ETTING., *Sph. emarginatum* BRGT., *Sph. cuneifolium* ST., *Sph. majus* BRONN., *Sph. myriophyllum* CRÉP.

II. — Equisétales.

1) ASTEROCALAMARIACÉES :

Archaeocalamites radiatus BRGT.

2) CALAMARIACÉES :

Calamites suckowi BRGT., *C. varians insignis* WEISS, *C. cisti* BRGT., *C. schutzei* STUR., *C. undulatus* ST., *C. ramosus* ARTIS, *C. cruciatus* ST., *C. goepperti* ETTING.,

C. schatzlarensis STUR., *Asterophyllites longifolius* ST., *A. grandis* ST., *A. equisetiformis* SCHL., *A. lycopodioides* ZEIL., *Annularia sphenophylloides* ZENKER, *An. radiata* BRGT., *An. microphylla* SAUV., *An. stellata* SCHL., *Myriophyllites gracilis* ARTIS, *Calamophyllites verticillatus* L. et H., *C. goepperti* ETTING., *Calamostachys germanica* WEISS, *C. ludwigi* CARR., *Macrostachya infundibuliformis* SCHIMP. (+), *Palaeostachya pedunculata* WILL., *Cingularia typica* WEISS.

3) EQUISETACÉES :

Equisetites bretoni ZEIL.

b) *Stratigraphie du terrain houiller après la découverte des tonsteins avec caractérisation paléobotanique des différents faisceaux.*

A la suite des études géologiques faites au Musée Houiller de Lille et au Service Géologique des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais, et après la découverte des tonsteins, Bourou (30) propose une division de la série stratigraphique du Terrain Houiller du Nord de la France que Laveine (91) reprend dans son travail sur les Neuroptéridées en y adjoignant en équivalence les zones adoptées par Zeiller en 1894 (108). D'autre part, Laveine indique également dans ce tableau reproduit ci-joint (Tableau A), les limites des subdivisions du Namurien d'après l'ouvrage de Chalard (50).

Si l'on fait la synthèse des résultats stratigraphiques découlant des différentes thèses soutenues au Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille et des divers résultats antérieurs connus, il est possible de donner avec une certaine exactitude la répartition floristique dans les différents faisceaux du Terrain houiller. Déjà en 1962, Corsin (61) a donné les caractéristiques paléobotaniques de ces faisceaux.

1) Namurien inférieur = Assise de Bruille.

Le Namurien débute avec l'Assise de Bruille (zones des goniatites E et H1) qui se divise en deux faisceaux : à la base, le Faisceau stérile (E), surmonté du Faisceau de Saint-Georges (H1).

Le **Faisceau stérile**, essentiellement marin, est très pauvre en plantes fossiles. On y trouve *Lepidodendron veltheimi* ainsi que *Sphenophyllum tenerinum* et *Archaeocalamites radiatus* fréquents dans l'étage sous-jacent ; on y note la présence de *Mariopteris laciniata* et *Neuropteris antecedens* ; enfin, on y voit débiter, au sommet, *Neuraethopteris larischii* (= *Neuropteris schlehani* STUR pars) ainsi que *Pecopteris* (*Senftenbergia*) *aspera*.

Dans le **Faisceau de Saint-Georges**, la flore est encore assez pauvre en espèces et en individus. On

Tableau A

DIVISIONS PRINCIPALES DU TERRAIN HOUILLER DU NORD DE LA FRANCE				PRINCIPAUX REPERES PÉTROGRAPHIQUES	Notation littérale de R. Zeiller	
W E S T P H A L I E N	Westphalien C	ASSISE DE BRUAY	Faisceau d'Edouard (130 à 260m)	Tonstein Valence Poudingue d'Edouard Tonstein Ulric	C ₂	
			Tonstein Ulric			
			Faisceau de Du Souich (200 à 250m)	Tonstein Talence		
			Tonstein Talence			
			Faisceau d'Ernestine (220 à 360m)	Tonstein Prudence		C ₁
	Tonstein Patrice					
	Westphalien B	ASSISE D'ANZIN	Faisceau de Six-Sillons (220 à 620m)	Tonstein Patrice Tonstein Maxence " Maurice " Luce	B ₃	
			Niveau marin de Rimbart			
			Faisceau de Pouilleuse (100 à 350m)	" Laurence " Hermance " Florence " Espérance " Constance " Basilic " Vitarbe		
			Niveau marin de Wingles			
Faisceau de Meunière (130 à 370m)			Grès d'Elise	B ₂		
Niveau marin de Poissonnière						
Westphalien A	ASSISE DE VICOIGNE	Faisceau de Chandeleur (90 à 240m)	Tonstein Malherbe Tonstein Faidharbe Tonstein Danube		B ₁	
		Tonstein Graziella				
		Faisceau de Modeste (30 à 180m)	Tonstein Colombe Grès de Poissonnière			
		Niveau marin de la passée de Laore				
NAMURIEN	ASSISE DE FINELES	Faisceau d'Olympe (15 à 90m)	Tonstein Julia Tonstein Graziella Tonstein Fabiola	A ₂		
		Position présumée du niveau à <i>Gastrioceras subcrenatum</i>				
		Faisceau de Marie (45 à 340m)	A ₁			
		Base du niveau marin à <i>Hudsonoceras proteum</i>				
		Faisceau de St-Georges (12 à 220m)				
DINANTIEN	ASSISE DE BRUILLE	Base du niveau marin à <i>Hemoceras Beyrichianum</i>	Faisceau Stérile (8 à 140m)			
		Calcaire carbonifère				

y trouve, en relative abondance, *P. aspera* ainsi que *Neuraethopteris larischi* associés à *Mariopteris mosana*, avec, comme espèces satellites, *Diplotmema hollandica* et *Renaultia gracilis* f. *zeilleri*.

2) Namurien supérieur (zones H2, R1, R2 et G1)
+ base du Westphalien A = Assise de Flines.

L'Assise de Flines renferme le Faisceau de Marie à sa base et celui d'Olympe à son sommet ; elle se termine par le niveau marin de la passée de Laure.

Le **Faisceau de Marie** est caractérisé par l'association suivante : *Pecopteris aspera*, *Neuraethopteris larischi*, *Mariopteris mosana*, *M. acuta*, *Diplotmema hoeninghausi*, *D. hollandica*. A l'exception de *M. acuta* qui apparaît dans ce faisceau, la flore de " Marie " renferme donc sensiblement les mêmes éléments constitutifs que le Faisceau de Saint-Georges ; cependant, on y connaît le maximum de fréquence de *P. aspera* et on y voit, vers le sommet, l'extinction de *M. mosana* et de *N. larischi*. On peut citer comme espèces satellites : *Alethopteris lonchitica*, *Sigillaria bretoni*, *S. rugosa*, *S. elegantula*, *Asterophyllites longifolius*.

Avec le Faisceau d'Olympe débute le Westphalien A dont la base correspond à la position présumée du niveau à *Gastrioceras subcrenatum*, le sommet au niveau marin de Poissonnière et qui se divise en trois faisceaux : Olympe, actuellement rattaché à l'Assise de Flines, Modeste et Chandeleur, ces deux derniers faisceaux constituant l'Assise de Vicoigne.

La flore du **Faisceau d'Olympe**, qui se termine au niveau marin de Laure, est déjà plus variée. Elle se caractérise surtout par l'abondance de *Diplotmema hoeninghausi*, *Mariopteris acuta*, *Alethopteris lonchitica* associés à *Neuraethopteris jongmansii* (= *Neuropt. schlehani* pars). *Pecopteris aspera* y est très rare et s'éteint au sommet de ce faisceau dans lequel on retrouve les mêmes espèces satellites que dans le Faisceau de Marie, à côté de *Sigillaria elegans*, *S. ovata* et *Sphenopteris laurenti*. Enfin apparaît ici le *Neuraethopteris schlehani* (STUR) LAV. emend.

3) Westphalien A (moyen et supérieur) = Assise de Vicoigne.

A la base de cette Assise, le **Faisceau de Modeste** a pour limite supérieure le tonstein Graziella. Sa flore se caractérise par l'association : *Alethopteris lonchitica*, *Al. valida*, *Mariopteris acuta*, *Lonchopteris eschweileriana*, *Diplotmema hoeninghausi* et *Neuraethopteris schlehani*. C'est incontestablement *Al. lonchitica* qui est la plante la plus fréquente

de ce faisceau où, en outre, la présence de *Neuropteris heterophylla* et de *Paripteris gigantea* devient nette et où on voit, à la base, la disparition de *Neuraethopteris jongmansii*. Enfin, on y note une certaine fréquence de *Tetralmema furcata*, *Sphenopteris laurenti*, *Sphenophyllum cuneifolium* et les mêmes Sigillaires que précédemment, toutes ces plantes pouvant être considérées comme espèces satellites.

Le **Faisceau de Chandeleur** a pour terme supérieur le niveau marin de Poissonnière. Les espèces caractéristiques de sa flore sont les suivantes : *Alethopteris lonchitica* et *Al. valida*, *Lonchopteris rugosa* et *L. eschweileriana*, *Neuropteris obliqua* associés aux *Mariopteris acuta*, *M. muricata* et *M. daviesi*, ces deux dernières espèces apparaissant dans ce faisceau. On y note toujours l'abondance des *Alethopteris* mais également la relative fréquence de *Lonchopteris rugosa* et de *Neuropteris obliqua* apparus dans le Faisceau de Modeste. Les *Neuropteris heterophylla* et *Paripteris gigantea* persistent et peuvent être considérés comme des espèces satellites.

4) Westphalien B — Assise d'Anzin.

L'Assise d'Anzin se compose de deux faisceaux, Meunière et Pouilleuse, séparés par le niveau marin de Wingles ; elle se termine avec le niveau marin de Rimbart.

C'est l'association et la fréquence de *Lonchopteris rugosa*, *L. eschweileriana*, *Mariopteris daviesi*, *Senftenbergia volkmanni* qui caractérise le mieux le **Faisceau de Meunière** où l'on note en outre la présence de *Mariopteris muricata*, *Alethopteris davreuxi*, *Neuropteris heterophylla*, *Paripteris gigantea*, *Linopteris neuropteroides*, *Senftenbergia pennaeformis* var. *minor*, *Sphenophyllum myriophyllum*, *Sigillaria elongata* et *S. scutellata*, toutes ces espèces débordant largement vers le haut le Faisceau de Meunière. Remarquons que c'est là que *Lonchopteris rugosa* est à son apogée et que le *L. eschweileriana* verra son extinction avec le niveau marin de Wingles ; *Mariopteris daviesi* se rencontre encore un peu à la base du Faisceau de Pouilleuse, mais disparaît rapidement.

Le **Faisceau de Pouilleuse** est compris entre les niveaux marins de Wingles et de Rimbart. Il est, à part les environs immédiats de Rimbart, très difficile à distinguer du Faisceau de Meunière par sa flore, qui est composée d'*Alethopteris davreuxi*, *Lonchopteris rugosa*, *Senftenbergia volkmanni* et de *Mariopteris sauveuri* (dont l'abondance va croissant de la base au sommet de ce faisceau et qui

connaîtra son apogée à la partie inférieure de l'Assise de Bruay). C'est là le maximum de fréquence d'*Alethopteris dawreuxi* qui disparaîtra dans cette dernière assise. On y trouve encore en assez grande abondance *Paripteris gigantea*, *Mariopteris muricata*, *Senftenbergia pennaeformis* var. *minor*, *Neuropteris obliqua* et *Paripteris pseudogigantea*. Enfin, on voit apparaître avec une certaine fréquence *Neuropteris tenuifolia* et *Mariopteris nervosa*, tandis qu'un grand nombre de plantes fossiles débutent en-dessous du niveau marin de Rimbart mais y sont très rares : *Neuropteris rarinervis*, *N. scheuchzeri*, *Fortopteris latifolia*, *Bertrandia avoldensis*, *Crossothea bourozi*, *Asolanus camptotaenia*. On y remarque encore une profusion de *Diplotmema neuropteroides* et de *D. striata* à grandes pinnules.

Les environs immédiats du niveau marin de Rimbart sont caractérisés par l'abondance de *Mariopteris sauveuri*, *Neuropteris tenuifolia*, *Paripteris pseudogigantea*, *P. linguaeifolia*, *Diplotmema striata*, *D. neuropteroides*, *Reticulopteris münsteri*, *Sphenophyllum myriophyllum*, toutes espèces présentant un limbe opulent.

5) Westphalien C = Assise de Bruay.

Cette Assise renferme toute la partie supérieure du Terrain houiller du Nord de la France au-dessus du niveau marin de Rimbart. Elle comporte à sa base le Faisceau de Six-Sillons (limite supérieure tonstein Patrice), puis le Faisceau d'Ernestine (limite supérieure tonstein Talence), le Faisceau de Du Souich qui a pour terme supérieur le tonstein Ulric et enfin, le Faisceau d'Edouard. Cependant, on n'y distingue pratiquement que deux flores : celle de Six-Sillons et celle des trois faisceaux supérieurs.

La flore du **Faisceau de Six-Sillons** présente une abondance de formes neuroptéridiennes : *Neuropteris tenuifolia*, *N. chalardi* (= *N. flexuosa* auctor), *N. semireticulata*, *Paripteris pseudogigantea*, *P.*

linguaeifolia, *Reticulopteris münsteri*, associés à *Diplotmema striata*, *D. neuropteroides*, *Mariopteris sauveuri*. On y note l'apparition avec une certaine fréquence de *Crossothea boulayi* et *C. crepini*, de *Myriotheca desaillyi* et *M. monomakhoffi*, de *Discopteris opulenta* et *D. bertrandi* ainsi que de l'*Alethopteris corsini*, qui s'éteint dans le faisceau d'Ernestine.

A partir du **Faisceau d'Ernestine**, la flore du reste du terrain houiller du Nord de la France est sensiblement homogène. Elle se caractérise par l'extrême abondance de *Linopteris subbrongniarti* qui explose littéralement, de *Neuropteris rarinervis*, *N. tenuifolia*, *N. scheuchzeri*, *Reticulopteris münsteri*, d'*Alethopteris serli*, *Mariopteris sauveuri*, *M. nervosa*, *Fortopteris latifolia*, *Bertrandia avoldensis* et *Diplotmema leonardi*, avec comme espèces satellites également abondantes : *Diplotmema striata* à petites pinnules, *D. nummularia*, *Eremopteris artemisiaefolioides*, *Hymenophyllites quadridactylites*, *Oligocarpia brongniarti*, *Renaultia chaerophylloides*, *Sigillaria tessellata*, *S. mamillaris*, *S. principis*, *S. laevigata* et *Asolanus camptotaenia*. En outre, de nombreuses espèces apparaissent dès la base d'Ernestine : *Alethopteris grandini*, *A. pontica*, *Pecopteridium lerati*, *P. vermeleni*, *Desmopteris longifolia*, *Annularia sphenophylloides*, *A. stellata*, *Sphenophyllum majus*, *S. emarginatum*, *Lepidodendron jaraczewskii*, *Ulodendron haidingeri*, *U. wortheni* ; d'autres débutent au sommet d'Ernestine, par exemple *Dicksonites potieri*.

Si l'on essaye de différencier ces trois faisceaux, on voit que *Neuropteris morini*, espèce très rare, se localiserait dans Ernestine, que *Neuropteris ovata*, assez fréquent dans une veine située à la base du **Faisceau de Du Souich**, est ensuite très rare et qu'en outre apparaissent dans ce faisceau des formes précurseurs des *Pecopteris saraefolia*, *P. polymorpha*, *P. cyathea* et *P. hemiteloides*. Enfin, dans le **Faisceau d'Edouard**, on a trouvé *Taeniopteris zeilleri* et *Eremopteris zamioides*, formes d'affinités stéphaniennes.

S E C O N D A I R E

La flore fossile du Secondaire du Nord de la France est beaucoup plus pauvre que celle du Primaire non seulement en espèces mais aussi en individus. Bien que cette flore ne soit connue que par des échantillons très fragmentaires, ceux-ci peuvent être déterminés avec certitude et permettre une datation stratigraphique assez satisfaisante des terrains dans lesquels on les trouve.

Flore de l'Infralias-Lias

I — INFRALIAS DU BOULONNAIS.

Ce n'est qu'en 1950 (59), que sont découverts dans le Boulonnais (Carrières de la Vallée Heureuse et de Basse-Normandie, commune de Rinxent, Pas-de-Calais), des sédiments " rhétiens " datés par leur flore dans des poches de dissolution accompagnant

des lapiez fossiles à la surface du Calcaire carbonifère. Une étude préliminaire (63) de cette flore infraliasique permet, dès 1950, de reconnaître l'existence, parmi les Filicales, de *Cladophlebis roesserti* (PRESL.) SAPORTA et *Danaeopsis marantacea* (PRESL.) HEER et, parmi les Gymnospermes, ordre des Nilssoniales, de *Ctenopteris cycadea* BRGT. et *Ct. cf. sarani* ZEIL. En 1963, à la suite de la découverte de nouveaux échantillons, l'un de nous (34) fait une étude systématique de la flore des poches de dissolution des Carrières de la Vallée Heureuse et de Basse-Normandie (*). Ainsi sont décrits et figurés :

1) Ptéridophytes : *Danaeopsis marantacea* PRESL., *Todites (Cladophlebis) roesserti* PRESL., *T. goeppertianus* MÜNSTER, *T. cf. williamsoni* BRGT.

2) Ptéridospermophytes : *Thinnfeldia rhomboidalis* ETTINGSHAUSEN, *Th. stenopteroides* CARPENTIER, *Th. bellhofensis* GOTHAN, *Cycadopteris chicheryi* CARPENTIER, *Lepidopteris ottonis* SCHIMPER.

3) Gymnospermes : *Ctenopteris cycadea* BRGT., *Ct. cf. sarani* ZEILLER, *Pterophyllum pitium* HARRIS et *Podozamites cf. schenki* HEER.

II. — LIAS DES ARDENNES.

On connaît très peu de choses sur la flore liasique du Nord de la France si ce n'est un échantillon de *Sagenopteris nilssoniana* BRGT. recueilli dans le Sinémurien supérieur de la Carrière Vivier-Guyon des environs de Charleville (72).

Flore du Bajocien-Bathonien

I. — BAJOCIEN.

Dans le Nord de la France, la flore du Bajocien est pratiquement inconnue. Seuls deux fragments de plantes fossiles ont été trouvés dans les sables d'Hydrequent recouvrant le calcaire viséen à la Grande Carrière de la Basse-Normandie à Hydrequent (Pas-de-Calais). Ils ont été génériquement identifiés comme *Zamites* sp. et *Todites (Cladophlebis)* sp. (80 et 81).

II. — BATHONIEN.

La flore bathonienne n'est connue, dans le Nord de la France, que dans un seul gisement situé dans le Boulonnais. C'est Zeiller (111) qui, le premier, signale dans la Grande Oolithe des environs de Marquise, des empreintes végétales parmi lesquelles

se trouvent des Conifères qu'il classe de la façon suivante :

- 1) Williamsoniales : *Otozamites bechei* BRGT.,
- 2) Araucariales : *Pagiophyllum uncifolium* PHILLIPS,
- 3) Pinales : *Thuyites expansus* STERNBERG et *Protophyllocladus* sp.

À côté de ces Conifères, Zeiller note encore la présence d'une empreinte de détermination douteuse, peut-être une Filicale.

Puis, en 1930, Dutertre (80) découvre, dans la Grande Oolithe de la Carrière de Leulinghen-Bernes, divers échantillons qui se rapportent, d'après Bertrand, au genre *Brachyphyllum* ou aux espèces *Otozamites bechei* et *Thuyites expansus* ; quelques années plus tard, toujours dans cette même carrière, Dutertre (81) recueille une empreinte de Fougères appartenant à l'espèce *Lomatopteris moreli* BRGT. et, en 1939 (82), une fronde de Williamsoniale : *Pterophyllum hortensiae* DUTERTRE. Cette dernière plante a été retrouvée récemment et son holotype a alors été figuré (62).

Flore du Kimméridgien-Portlandien

C'est encore dans le Boulonnais que l'on a recueilli des végétaux fossiles au Kimméridgien-Portlandien.

I. — KIMMERIDGIEN.

On ne connaît qu'une seule plante dans les sédiments kimméridgiens de cette région : c'est une Conifère qui a été décrite et figurée par Saporta dans sa "Flore jurassique" (95, t. III) sous le nom de *Thuyites pulchellus* SAPORTA et qui provient des environs de Boulogne-sur-Mer.

II. — PORTLANDIEN.

Le Portlandien s'est révélé un peu plus riche en végétaux fossiles. En effet Saporta signale l'existence, à la base de cet étage dans le poudingue à *Trigonia pellati* de Chatillon, près de Boulogne-sur-Mer (95, t. II), d'une Cyadinée dont il fait un nouveau genre et une nouvelle espèce : *Fittonia rigauxi* SAP. Dans la carrière du Mont-Lambert, encore voisine de cette dernière ville, il indique la présence d'une Fougère : *Scleropteris multipartita* SAP., trouvée dans la "zone à *Ammonites gigas*" du Portlandien inférieur (95, t. I). C'est encore de cette même zone que proviennent les échantillons recueillis à Maninghem, près de Wimille (Pas-de-Calais) et décrits par Saporta sous le nom de *Chauviniopsis pellati* SAP. (95, t. I)

(*) Au cours de l'impression, de nouvelles plantes fossiles provenant de l'Infralias de la Carrière de Basse-Normandie ont été signalées. Ce sont : *Nilssoniopteris cf. glandulosa*, *Pterophyllum aequale* (BRGT.) NATHORST, *Podozamites distans* PRESL., *P. schenki* HEER et *Schizolepis braunii* SCHENK (C.R. Ac. Sc., t. 272, p. 1847-1849).

et *Cycadeospermum wimillense* SAP. (95, t. II), le premier étant une Algue, le second une Cycadinée. Enfin, dans le Portlandien supérieur de Wimereux (Pas-de-Calais), ce même auteur signale également une Cycadinée : *Williamsonia gagnieri* SAP. (95, t. IV).

En 1903, Zeiller et Fliche (109), dans une note à l'Académie des Sciences, annoncent la découverte de strobiles de *Sequoia* et de Pin dans le Portlandien moyen des environs de Boulogne-sur-Mer. Puis, en 1904, ils étudient en détail et figurent cette florule (110) composée de Cycadinées : *Cycadeoidea pumila* FLICHE et ZEILLER et *Cycadeoidea* sp., ainsi que de Conifères : *Sequoia portlandica* FL. et ZEIL., *Pinites strobiformis* FL. et ZEIL. et *Pinus sauvagei* FL. et ZEIL.

Flore du Wealdien

Le Wealdien est connu dans beaucoup de localités du Nord de la France mais il n'a ordinairement livré que peu de restes végétaux. Cependant, en 1921, Carpentier (42) découvre une flore d'âge wealdien à Féron dans les environs d'Avesnes (Nord), puis peu de temps après, il signale, dans plusieurs notes à l'Académie des Sciences (43, 44 et 45), la présence, toujours à Féron, de Cycadophytes, de Conifères et de Fougères. Divers gisements fossilifères d'âge wealdien sont par la suite reconnus dans cette même région par Carpentier (46), qui en étudie la flore dans un important mémoire (48). Outre le gisement très important de Féron, ce sont, dans la région de Fourmies et de Maubeuge :

- 1) le gisement de Montfaux (Glageon) qui a livré une fougère fossile du genre *Tempskya*,
- 2) la sablière Viart (Féron) où a été recueillie une empreinte de Conifère pouvant peut-être être déterminée : *Sphenolepidium kurrianum* DUNKER,
- 3) la sablière Grand dont les formations argileuses contiennent *Sphenolepidium sternbergianum* SCHENK,
- 4) la sablière Soufflet (Fourmies) où Carpentier a recueilli un fragment de pseudo-tige de Fougère du genre *Tempskya*,
- 5) la sablière du Calvaire de Wignehies où on a récolté *Sphenolepidium kurrianum*, *Brachyphyllum* sp. et *Pinites* sp.

D'autre part, dans la région d'Hirson (Aisne), la sablière Tourneux a encore fourni quelques empreintes : *Pinites* sp., *Sphenolepidium kurrianum* et *Cladophlebis* sp.

Mais c'est incontestablement à Féron (Carrière Millot) que se trouve le plus riche gisement de plantes fossiles du Wealdien du Nord de la France. Carpentier y a découvert de nombreuses Fougères, des Ptéridospermophytes ainsi que des Conifères. Ce sont, entre autres (*) :

1) Filicophytes.

- Polypodiales (famille des Diptéridacées) : *Hausmania dichotomum* DUNKER, *H. cf. buchii* ANDR. ;
- Matoniales (famille des Matoniacées) : *Laccopteris rigida* HEER (= *Lacc. dunkeri* SCHENK), *Lacc. (?) tenuinervis* CARP., *Feronia sewardi* CARP. ;
- Osmondales douteuses : *Cladophlebis feronensis* CARP., *Cl. browniana* SEWARD, *Cl. albertsii* DUNKER, *Cl. stricta* CARP., et de nombreux *Cladophlebis* dont certains sont voisins de *Cl. porsildi* SEWARD, *Cl. nordenskioldi* HEER et *Cl. nervosa* HEER ;
- Gleichéniales également douteuses dont *Gleichenites gosseleti* CARP., *Gl. cycadina* SCHENK, *Gl. giesekiana* HEER et *Gl. boulayi* CARP. ;
- Schizéales douteuses : *Sphenopteris psilotoides* STOKES et WEBER, ou de la famille des Tempskyacées : *Tempskya schimperii* CORDA ;
- Cyathéales (famille des Cyathéacées) : *Coniopteris* sp. et *Sphenopteris cf. cordai* DUNKER ;
- Filicinées incertae sedis : *Weichselia mantelli* BRGT. = *W. reticulata* ST. et WEBER.

2) Ptéridospermophytes.

- Ptéridospermales douteuses (Taenioptéridacées) : *Taeniopteris beyrichii* SCHENK et *T. cf. vittata* BRGT. ;
- Caytoniales : *Sagenopteris mantelli* DUNKER, *Pachypteris cf. dalmatica* KERN. et *Dichopteris* sp. ;
- Cycadales d'affinité certaine : *Nilsonnia cf. orientalis* HEER, ou douteuse : *Zamiophyllum buchianum* ETTINGS., cf. *Dioonites dunkerianus* MICHEL ;
- Gingkoales : *Gingkoites pluripartita* SCHIMP.

3) Phanérogames-Gymnospermes de l'ordre des Conifères.

- Cupressales : *Elatides curvifolia* DUNKER ;
- Araucariales douteuses : *Pagiophyllum crassifolium* SCHENK, *Brachyphyllum cf. obesum* HEER, *Br. milloti* CARP. ;
- Abiétinales : *Pinites solsmi* SEWARD, *Pytiostrobus feronensis* CARP. ;
- Conifères sans affinités bien précises que Carpentier classe parmi les Séquoïnées : *Sphenolepidium sternbergianum* SCHENK, *Sph. kurrianum* DUNKER, cf. *Cyparissidium gracile* HEER, ainsi que *Elatocladus longifolia* CARP.

En outre, Carpentier signale et figure de nombreuses graines appartenant à diverses Conifères.

Les sédiments wealdiens, bien qu'ils soient très abondants dans le Boulonnais, n'ont révélé qu'une flore très pauvre où on n'a pu déterminer que le genre *Sequoites* (79).

(*) Cette liste a été établie selon la classification actuelle et non d'après celle adoptée par A. Carpentier.

T E R T I A I R E

Peu de gisements tertiaires du Nord de la France proprement dit (*) ont révélé la présence de végétaux fossiles.

Flore du Landénien

Ce sont dans les "grès à pavés" et les sables d'âge landénien qu'on a recueilli des empreintes végétales à Vervins et Proix, près de Guise (Aisne), à Beuvry (Pas-de-Calais) et aux environs d'Arras ainsi qu'à Artres, Lewarde, Bourlon et Bugnicourt (Nord).

La première description de plantes recueillies dans les grès de Vervins est donnée par Watelet en 1866 (100). Puis Gosselet signale et décrit brièvement (85), car n'ayant pas, dit-il, « les connaissances botaniques nécessaires pour faire une étude sérieuse », les végétaux fossiles trouvés dans les sables d'Ostricourt de même âge que les grès de Vervins. Presque tous se retrouvent dans ces deux formations.

C'est en 1910 (83) que Fritel révisé les déterminations proposées par Watelet (100) et Gosselet (85). Il retient alors les espèces suivantes :

Lygodium gosseleti FRITEL (= *Lygodium* sp. in GOSSELET), *Doliosstrobos sternbergii* GOET. (= *Poacites roginiei* WATELET et *P. heeri* WAT. in WATELET), *Sabalites primaeva* SCHIMP. (= *Flabellaria raphifolia* ST. in WATELET et in GOSSELET), *Sabalites andegavensis* SCHIMP., *Myrica acuminata* UNGER, *Comptonia schranckii* (= *Dryandoides roginiei* WAT. in WATELET et in GOSSELET), *Dryophyllum curticeense* WAT. (= *Myrica angustissima* WAT., *M. verbinensis* WAT., *M. attenuata* WAT., *M. curticeense* WAT., et *M. roginiei* WAT. in WATELET), *Dryophyllum laxinerve* SAPORTA et MARION, *Dryophyllum levalense* MARTY (= *Ficus* sp. in GOSSELET), *Pasaniopsis retinervis* SAP. et MAR., *Sterculia labrusca* UNGER (= *Sterculia verbinensis* WAT. in WATELET), *Oreopanax papilloni* WATELET (= *Platanus papilloni* WAT. in WATELET et in GOSSELET), *Myrtophyllum warderi* LESQ. (= *Ficus*

(*) Nous ne ferons ici la synthèse que des gisements d'Artois, des Flandres et de la région de Vervins (Aisne).

degener WAT. in WATELET) et *Laurus* (= *Ficus degener* WAT. in GOSSELET), *Stachycarpus eocenica* ST. MEUNIER.

Notons qu'en 1906, Leriche (92) signale la présence, dans les grès landéniens de l'Artois, d'une feuille de *Flabellaria* sp. ainsi que de fragments d'une Cupressinée comparable à *Chamaecoccypris belgica* SAP. et MAR.

Ayant pu examiner les collections de l'Institut de Géologie de Lille, du Musée de Douai et celles du Charoigne Godon, Depape en 1925 (77) expose les caractères généraux de la flore landénienne dans le Nord de la France et la compare avec quelques flores de même âge. Il décrit et figure :

- parmi les Cryptogames : *Lygodium gosseleti* ;
- parmi les Gymnospermes : *Doliosstrobos sternbergii* ;
- parmi les Angiospermes monocotylédones : *Posidonia parisiensis* BRGT. et *Sabalites primaeva* ;
- parmi les Angiospermes apétales : *Myrica acuminata*, *Comptonia schranckii*, *Dryophyllum curticeense*, *D. lavalense*, *D. laxinerve* et *Pasaniopsis retinervis* ;
- parmi les Angiospermes dialypétales : *Cinnamomum sezannense* WAT., *Laurus degener* WAT., *Sterculia labrusca*, *Oreopanax papilloni*, *Myrtophyllum warderi*, *Leptospermites spicatus* (= *Stachycarpus eocenica* ST. MEUNIER).

Après que Dehay (76) eût découvert aux environs d'Arras de nouveaux gisements de plantes landéniennes où est signalée la présence de *Laurus degener*, *Dryophyllum curticeense*, *Doliosstrobos sternbergii*, *Sabalites primaeva* et *Musaphyllum* sp., Depape (78) décrit et figure deux espèces nouvelles pour le Landénien du Nord de la France. Il s'agit d'une Fougère : *Aneimia subcretacea* SAPORTA et d'une Monocotylédone : *Musaphyllum eocenicum* DEPAPE.

Flore du Parisien

Enfin, il faut signaler en outre la présence dans le Parisien de Cassel (Nord), de fruits d'un Palmier du genre *Nipadites* conservés au Musée de Géologie de Lille.

CONCLUSIONS

Pour terminer cette synthèse des flores du Nord de la France au cours des temps, nous représentons ici quelques reconstitutions de paysages du Nord de la France à différentes époques.

Le premier tableau (Pl. XIX) montre un aspect de la lagune gédiniennne à Vimy (Pas-de-Calais). La vie végétale y est réduite à des Algues vivant en milieu saumâtre.

Puis vient un paysage du Coblentzien (Pl. XX) à Rebreuve (Pas-de-Calais). On y voit de nombreuses Psilophytes et l'un des premiers représentants typiques des Lépidophytes croissant sur les bords d'une rivière dans un milieu désertique. La vie végétale terrestre s'est donc nettement ancrée là où il y avait abondance d'eau.

A Caffiers (Pas-de-Calais), durant le Givétien, s'est installée le long d'un plan d'eau important, une flore arborescente à *Aneurophyton* (plantes d'affinité ptéridophytique ou ptéridospermophytique) associée aux dernières Psilophytes et à des Arthrophytes primitives (Pl. XXI).

Les quatre planches (Pl. XXII à XXV) suivantes se rapportent à la période houillère. La première (Pl. XXII) représente un massif de végétation au bord d'un bras de la lagune houillère ; ce sont des Lépidophytales, des Cordaitales et quelques jeunes Arthrophytes. La Pl. XXIII montre, en un lieu moins humide, un ensemble de Ptéridospermophytes arbustives à subarborescentes, tandis qu'on voit sur la Pl. XXIV des Fougères herbacées et arborescentes. La plupart des plantes figurées sur ces 3 tableaux se retrouve dans le paysage suivant (Pl. XXV) qui montre un aspect de la végétation dans le Nord de la France à la fin du Westphalien.

La Pl. XXVI est relative à la flore installée à la surface du Calcaire carbonifère du Boulonnais, parsemée de poches karstiques, au début du Secondaire (Infralias). La végétation est nettement dis-

tincte de celle qu'on pouvait observer au Westphalien, non seulement à cause du développement des Gymnospermes, mais également par suite de l'apparition de Ptéridophytes caractéristiques du Secondaire.

Enfin est représenté en Pl. XXVII, un paysage du Nord de la France (Flandre et Artois) à l'Eocène, où l'on voit une végétation se rapprochant de celle que l'on peut observer de nos jours dans les pays chauds. Si on y note encore des Fougères, on remarque que cet ensemble floristique est surtout composé de Gymnospermes et d'Angiospermes.

Ainsi on peut donc constater, dans le Nord de la France, l'évolution rationnelle de la flore menant des Thallophtes aux Phanérogames (Gymnospermes et Angiospermes) en passant par les Cryptogames vasculaires (Psilophytes, Lépidophytes, Arthrophytes, Filicophytes) et les Préphanérogames. C'est ainsi qu'à une flore formée d'Algues au Silurien et à la base du Dévonien, fait place peu à peu une flore psilophytique au Coblentzien et au Givétien tandis qu'au Dévonien supérieur et au Viséen apparaissent les Arthrophytes, les Lépidophytes, les Ptéridophytes et les Ptéridospermophytes qui, par leur abondance, caractériseront plus tard l'ensemble du Houiller. Au Secondaire, à côté des Filicophytes, presque seuls représentants des Cryptogames vasculaires, et de quelques Ptéridospermophytes, se développent les Gymnospermes (Conifères). Enfin, c'est au Tertiaire que les Angiospermes prennent une importance qui ira en augmentant jusqu'à nos jours.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) BARROIS Ch. (1905). — Observations sur le Bassin Houiller du Nord de la France. *Congr. Intern. Mines Métal. et Géol. Appl.*, Liège.
- 2) BARROIS Ch. (1912). — Etudes sur les strates marines du terrain houiller du Nord. *Serv. Top. Sout.*
- 3) BARROIS Ch., DUBOIS G. et PRUVOST P. (1927). — Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VI, fasc. 2.
- 4) BARROIS Ch., BERTRAND P. et PRUVOST P. (1927). — Sur le terrain houiller d'Anzin. *C.R. Ac. Sc.*, t. 184.
- 5) BERTRAND P. (1906). — Végétaux houillers de l'Escarpelle envoyés par M. Sainte-Claire Deville au Musée Houiller. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXV.
- 6) BERTRAND P. (1907). — Végétaux houillers de Bruay. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVI.
- 7) BERTRAND P. (1907). — Identification des veines Modeste et Vieille Marie d'Aniche. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVI.
- 8) BERTRAND P. (1908). — Note sur la flore des veines de Liévin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVII.
- 9) BERTRAND P. (1910). — Description des végétaux houillers recueillis pendant le fonçage de la fosse 6 bis des Mines de Bruay. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXIX.
- 10) BERTRAND P. (1911). — Sur quelques empreintes végétales rares ou nouvelles du terrain houiller de Liévin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XL.
- 11) BERTRAND P. et BROUSSIER F. (1912). — Nouvelles observations sur les *Rhodea* du terrain houiller d'Aniche. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLI.

- 12) BERTRAND P. (1913). — Sur la présence des *Linopteris* dans les zones inférieure et moyenne du Bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLII.
- 13) BERTRAND P. (1913). — Les fructifications des Névroptéridées recueillies dans les terrains houillers du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLII.
- 14) BERTRAND P. (1913). — Liste provisoire des *Sphenopteris* du Bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLII.
- 15) BERTRAND P. (1913). — Note préliminaire sur les Psilophyton des grès de Matringhem. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLII.
- 16) BERTRAND P. (1914). — Remarques sur quelques *Sphenopteris* du Terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIII.
- 17) BERTRAND P. (1914). — Note sur la présence du *Sphenopteris bäumleri* ANDRAE dans le terrain houiller d'Aniche et sur les veines renversées du midi de la fosse Dechy. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIII.
- 18) BERTRAND P. (1914). — Les zones végétales du terrain houiller du Nord de la France. Leur extension verticale par rapport aux horizons marins. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIII.
- 19) BERTRAND P. (1919). — Les zones végétales du terrain houiller du Nord de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 168.
- 20) BERTRAND P. (1930). — Les Neuroptéridées, Bassin houiller Sarre Lorraine. *Et. Gît. Min. France*, I. Flore fossile, fasc. n° 1.
- 21) BERTRAND P. et CORSIN P. (1930). — Espèces végétales recueillies dans le Conglomérat houiller de Roucourt. *Congr. Intern. Mines et de Géol. Appl.* Liège.
- 22) BERTRAND P. et CORSIN P. (1933). — Caractères floristiques des terrains encadrant le niveau marin de Rimbert. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LVIII.
- 23) BOERSMA M. (1969). — A fertile leaf of "*Mariopteris latifolia*". *Med. Rij. Geol. Dienst*, NS, n° 20.
- 24) BOULAY N. (1876). — Le terrain houiller du Nord de la France et ses végétaux fossiles, Lille.
- 25) BOULAY N. (1879). — Recherches de Paléontologie végétale dans le Terrain houiller du Nord de la France (Concession de Bully-Grenay).
- 26) BOUROZ A. (1940). — Faciès et massifs de végétations, Lille.
- 27) BOUROZ A. (1954). — Contribution à l'étude du Namurien du Bassin houiller du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIV.
- 28) BOUROZ A. (1955). — *Alethopteris bertrandi* du Westphalien C du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXV.
- 29) BOUROZ A. (1957). — *Lonchopteris legrandi* du Westphalien C du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVII.
- 30) BOUROZ A. (1960). — Sur les subdivisions du terrain houiller du Nord de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 251.
- 31) BOUROZ A. (1969). — Le Carbonifère du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX.
- 32) BRETON L. (1873). — Etude géologique des terrains houillers de Dourges.
- 33) BRETON L. (1877). — Etude stratigraphique du terrain houiller d'Auchy-au-Bois, Lille.
- 34) BRICHE P., DANZÉ-CORSIN P. et LAVEINE J.P. (1963). Flore infraliasique du Boulonnais. Macro et microflore. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII.
- 35) BRONGNIART A. (1828). — Prodrôme d'une Histoire des Végétaux fossiles.
- 36) BRONGNIART A. (1828). — Histoire des Végétaux fossiles.
- 37) BUISINE M. (1961). — Contribution à l'étude de la flore du terrain houiller. Les Aléthoptéridées du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. top. sout. H.B.N.P.C.* I. Flore fossile, fasc. n° 4.
- 38) CARPENTIER A. (1906). — Note sur la découverte d'un banc à *Stigmaria* dans le Calcaire carbonifère supérieur de Saint-Hilaire-sur-Helpe (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXV.
- 39) CARPENTIER A. (1909). — Remarques sur une faune de Crustacés carbonifères. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVIII.
- 40) CARPENTIER A. (1913). — Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VII, fasc. 2.
- 41) CARPENTIER A. (1913). — Empreintes végétales du Calcaire de Bachant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLII.
- 42) CARPENTIER A. (1921). — Découverte d'une flore wealdienne dans les environs d'Avesnes (Nord). *C.R. Ac. Sc.*, t. 172.
- 43) CARPENTIER A. (1921). — Sur la présence de Cycadophytes dans le gisement wealdien de Féron. *C.R. Ac. Sc.*, t. 173.
- 44) CARPENTIER A. (1922). — Sur les Conifères et les Fougères du Wealdien de Féron Glageon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 174.
- 45) CARPENTIER A. (1923). — Découverte de fragments de Fougères fossiles du genre *Tempskya* CORDA (emend KIDSTON et GWYNNNE-VAUGHAN), à Glageon (Nord). *Bull. Soc. Bot. France*, t. 70.
- 46) CARPENTIER A. (1926). — Sur l'extension du Wealdien dans le Nord de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 183.
- 47) CARPENTIER A. (1927). — Empreintes végétales du grès d'Anor trouvées à Mondrepuis (Aisne). *Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. XXVII.
- 48) CARPENTIER A. (1927). — La flore wealdienne de Féron-Glageon. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. X, n° 1.

- 49) CARPENTIER A. (1930). — Empreintes recueillies dans le Dévonien moyen et le Dévonien inférieur du Bassin de Dinant (région occidentale). *Bull. Soc. Géol. France*, 4^e sér., t. XXX.
- 50) CHALARD J. (1960). — Contribution à l'étude du Namurien du Bassin houiller du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. top. sout. H.B.N.P.C.*, III. Stratigraphie, fasc. n° 1.
- 51) CORSIN P. (1927). — Sur la position systématique du *Zecillaria avoldensis* STUR. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LII.
- 52) CORSIN P. (1928). — Sur les fructifications et la position systématique du *Sphenopteris zamioides* P. BERTRAND. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LIII.
- 53) CORSIN P. (1932). — Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France. *Trav. et Mém. Université de Lille*, fasc. n° 5.
- 54) CORSIN P. (1933). — Découverte d'une flore dans le Dévonien inférieur du Pas-de-Calais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 197.
- 55) CORSIN P. (1933). — La flore dévonienne de Caffiers (Bas-Bouloonnais). *C.R. Ac. Sc.*, t. 197.
- 56) CORSIN P. (1944). — Sur les plantes fossiles du Gédinnien de Vimy (Pas-de-Calais). *C.R. Ac. Sc.*, t. 218.
- 57) CORSIN P. (1945). — Les Algues de l'Eodévontien de Vimy (Pas-de-Calais). *Mém. Soc. Sc. Agr. et Arts de Lille*, V^e série, fasc. IX.
- 58) CORSIN P. (1947). — Reconstitution des Pécoptéridées. Genres *Caulopteris* L. et H., *Megaphyton* ARTIS et *Hagiophyton* nov. gen. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVII.
- 59) CORSIN P., CORSIN Paule et DANZÉ J. (1950). — Sédiments rhétiens dans le Bouloonnais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 231.
- 60) CORSIN P. (1951). — Les Pécoptéridées, Bassin Houiller Sarre-Lorraine. I. Flore fossile. *Et. Géol. Min. France*, fasc. n° 4.
- 61) CORSIN P. (1962). — Caractéristiques paléobotaniques des faisceaux du Terrain Houiller du Nord de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 254.
- 62) CORSIN P., DELATTRE Ch. et WATERLOT M. (1962). — Présentation d'un nouvel exemplaire de *Pterophyllum hortensiae* DUTERTRE du Bathonien du Bouloonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII.
- 63) CORSIN Paule (1950). — Découverte de sédiments rhétiens dans le Bouloonnais. Etude préliminaire de leur flore et de leur faune. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXX.
- 64) CORSIN Paule (1950). — Sur la morphologie externe des *Mariopteris* : tige, fronde. Cycle phyllotaxique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXX.
- 65) CORSIN Paule (1950). — Sur la famille des Marioptéridées. *C.R. Ac. Sc.*, t. 234.
- 66) CORSIN Paule (1953). — Caractères généraux des *Mariopteris* et leur classification. *C.R. Ac. Sc.*, t. 236.
- 67) CORSIN Paule (DANZÉ) (1953). — Contribution à l'étude des Marioptéridées. Les *Mariopteris* du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.*, I. Flore fossile, fasc. 1.
- 68) CORSIN Paule (DANZÉ) (1955). — Contribution à l'étude des flores dévoniennes du Nord de la France. I. - Flore éodévontienne de Matringhem. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXV.
- 69) CORSIN Paule (DANZÉ) (1956). — Contribution à l'étude des flores dévoniennes du Nord de la France. II. - Flore éodévontienne de Rebreuve. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVI.
- 70) CORSIN Paule (DANZÉ) (1956). — Etude comparative des flores éodévontiennes du Nord de la France. *Ann. Sc. Nat.*, Botanique, 11^e série.
- 71) CORSIN Paule (DANZÉ) (1957). — Compléments à l'étude des Marioptéridées du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVII.
- 72) CORSIN Paule (1968). — Découverte d'un *Sagenopteris* dans le Lias ardennais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVIII.
- 73) DALINVAL A. (1960). — Contribution à l'étude des Pécoptéridées. Les *Pecopteris* du Bassin Houiller du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.*, I. Flore fossile, fasc. 3.
- 74) DANZÉ J. (1956). — Contribution à l'étude des *Sphenopteris*. Les Fougères sphénoptéridiennes du Bassin houiller du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.* I. Flore fossile, fasc. 2.
- 75) DANZÉ J. et DANZÉ-CORSIN P. (1957). — Un nouveau *Sphyropteris* dans le Bassin Houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVII.
- 76) DEHAY Ch. (1929). — Découverte de nouveaux gisements de plantes landéniennes aux environs d'Arras. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LIV.
- 77) DEPAPE G. (1925). — La flore des grès landéniens du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. L.
- 78) DEPAPE G. (1929). — La flore landénienne des environs d'Arras. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LIV.
- 79) DUTERTRE A. (1923). — Note sur le Crétacé inférieur du Bas-Bouloonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVIII.
- 80) DUTERTRE A. (1930). — Les végétaux de la Grande Oolithe du Bouloonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LV.
- 81) DUTERTRE A. (1938). — Trouvaille d'une Fougère du genre *Lomatopteris* dans la Grande Oolithe du Bouloonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXII.
- 82) DUTERTRE A. (1939). — Williamsomes de la Grande Oolithe du Bouloonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXIII.
- 83) FRITEL P.H. (1910). — Observations sur la flore fossile des grès thanétiens de la région de Vervins. Révision des espèces qui la composent. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^{me} Série, t. 10.
- 84) GOSSELET J. (1880). — Esquisse géologique du Nord de la France, 1^{re} fasc. Terrains primaires.

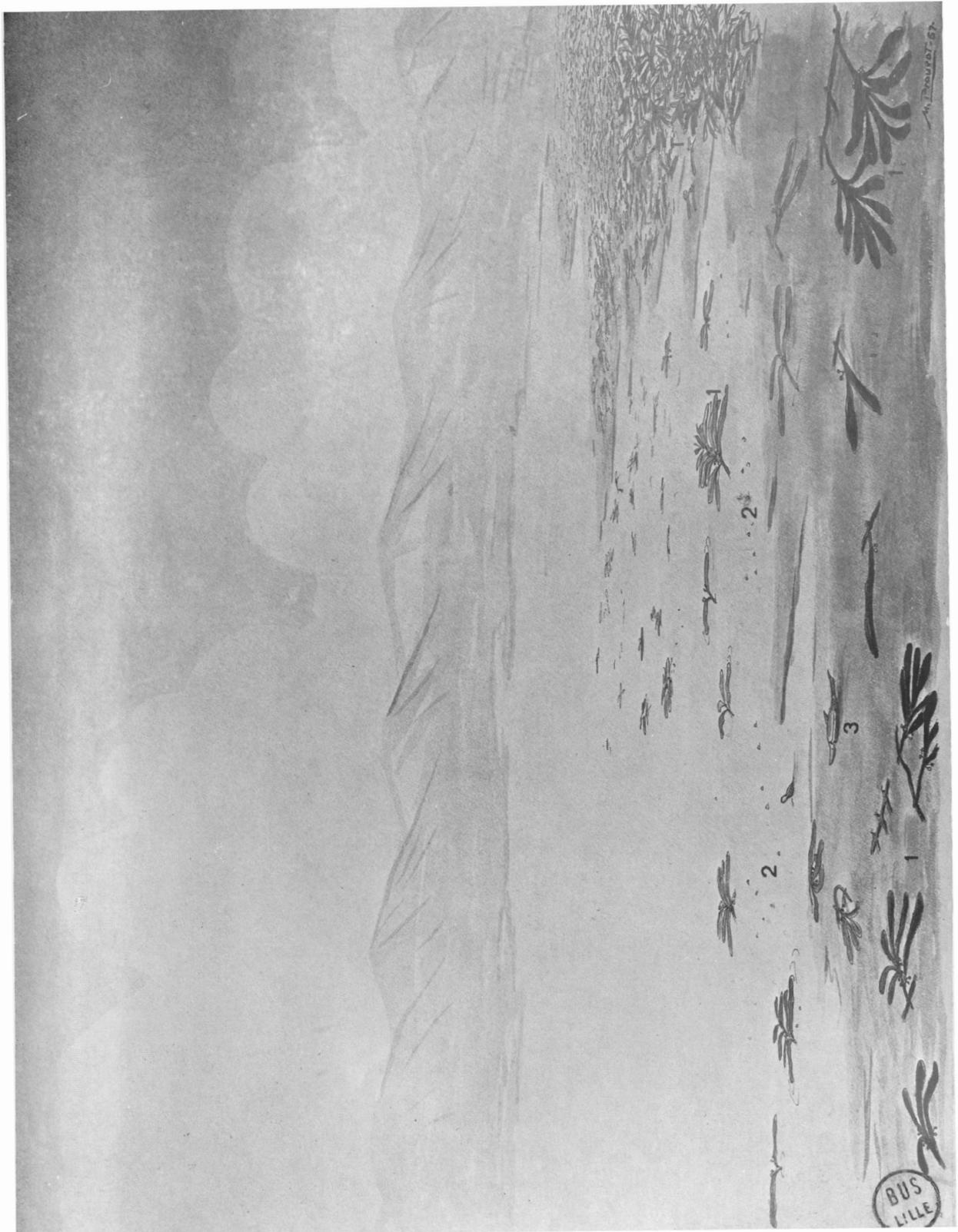
- 85) GOSSELET J. (1883). — Quelques remarques sur la flore des Sables d'Ostricourt. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. X.
- 86) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Carte géol. France*.
- 87) KIDSTON R. (1887). — On the fructification of some ferns from the carboniferous formation. *Trans. R. Soc. Edimburg*, LXXXIII.
- 88) KIDSTON R. (1911). — Les végétaux houillers recueillis dans le Hainaut Belge. *Mém. Mus. R. Hist. Nat. Belgique*, t. 4.
- 89) LAPPARENT A. (DE) et MUNIER-CHALMAS E. (1892). — *Traité de Géologie*, 3^{me} édition.
- 90) LAVEINE J.P. (1966). — A propos de la classification des Neuroptéridées. *C.R. Ac. Sc.*, t. 262.
- 91) LAVEINE J.P. (1967). — Contribution à l'étude de la flore du terrain houiller. Les Neuroptéridées du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.*, I. Flore fossile, fasc. n° 5.
- 92) LEBICHE M. (1906). — Grès landéniens à végétaux. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXV.
- 93) MUNIER-CHALMAS E. et DE LAPPARENT A. (1893). — Sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 3^{me} série, t. XXI.
- 94) OLIVER F.W. et SCOTT D.H. (1904). — On the structure of the palaeozoic seed *Lagenostoma lomaxi*, with the statement of the evidence upon which it is referred to *Lyginodendron*. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 197 B.
- 95) SAPORTA G. (DE) (1873-1891). — Paléontologie française. Plantes jurassiques, t. I, II, III et IV.
- 96) SCHIMPER W.P. (1869-1874). — *Traité de Paléontologie végétale*.
- 97) SCRIBAN R. (1948). — Observations sur le groupe du "*Sphenopteris striata*". *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVIII.
- 98) SIX Ach. (1884). — Les Fougères du Terrain houiller du Nord. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XI.
- 99) STUR D. (1883). — Carbon-Flora.
- 100) WATELET A. (1866). — Description de plantes fossiles du Bassin de Paris.
- 101) WEBER O. et STERZEL J.T. (1896). — Beiträge z. Kenntniss d. Medullosae, XIII, *Ber. d. naturwiss. Gesellsch. Z. Chemnitz*.
- 102) WILLIAMSON W.C. et SCOTT D.H. (1895). — Further observations on the organisation of the fossil plants of the Coal Measures, III. *Lyginodendron* and *Heterangium*. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol. 186.
- 103) ZEILLER R. (1879). — Note sur les empreintes végétales des grès dévoniens de Caffiers. *Bull. Soc. Géol. France*, t. VIII.
- 104) ZEILLER R. (1879). — Explication de la Carte Géologique de la France. Végétaux fossiles du terrain houiller.
- 105) ZEILLER R. (1882). — Fructifications de Fougères du Terrain houiller. *Ann. Sc. Nat.*, 6^{me} série, Bot., t. XVI.
- 106) ZEILLER R. (1883). — Note sur les Fougères du Terrain houiller du Nord de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 3^{me} série, t. XII.
- 107) ZEILLER R. (1888). — Bassin houiller de Valenciennes. Description de la Flore fossile. *Gîtes minéraux de France*.
- 108) ZEILLER R. (1894). — Sur les subdivisions du Westphalien du Nord de la France d'après les caractères de la flore. *Bull. Soc. Géol. France*, 3^e série, t. XXII.
- 109) ZEILLER R. et FLICHE P. (1903). — Découverte de strobiles de *Sequoia* et de Pin dans le Portlandien des environs de Boulogne-sur-Mer. *C.R. Ac. Sc.*, t. 137.
- 110) ZEILLER R. et FLICHE P. (1904). — Note sur une florule portlandienne des environs de Boulogne-sur-Mer. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^{me} série, t. IV.
- 111) ZEILLER R. (1912). — Sur quelques végétaux fossiles de la Grande Oolithe de Marquise. *Bull. Soc. Acad. Boulogne*, t. IX.

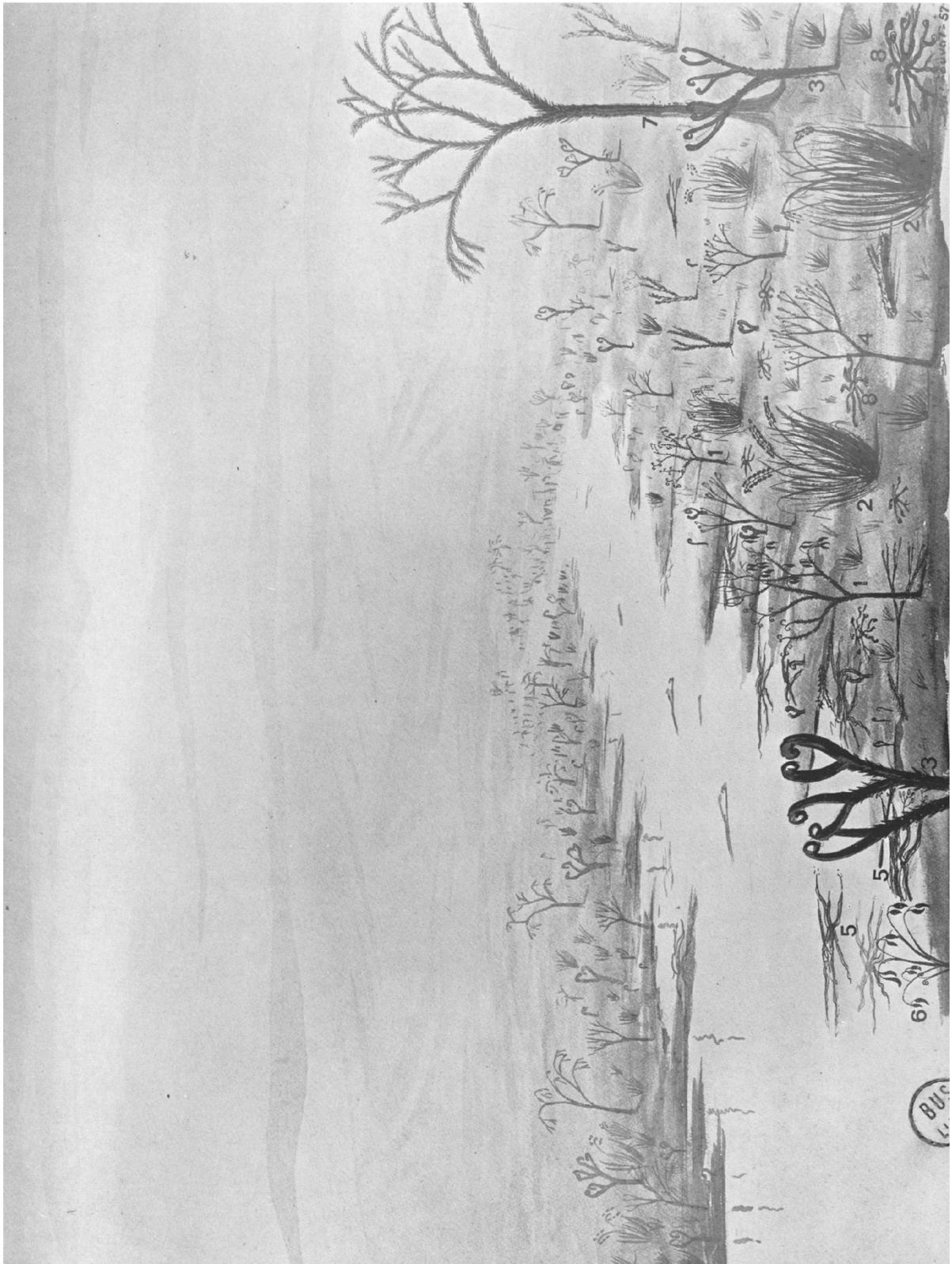
* * *

EXPLICATION DES PLANCHES (*)

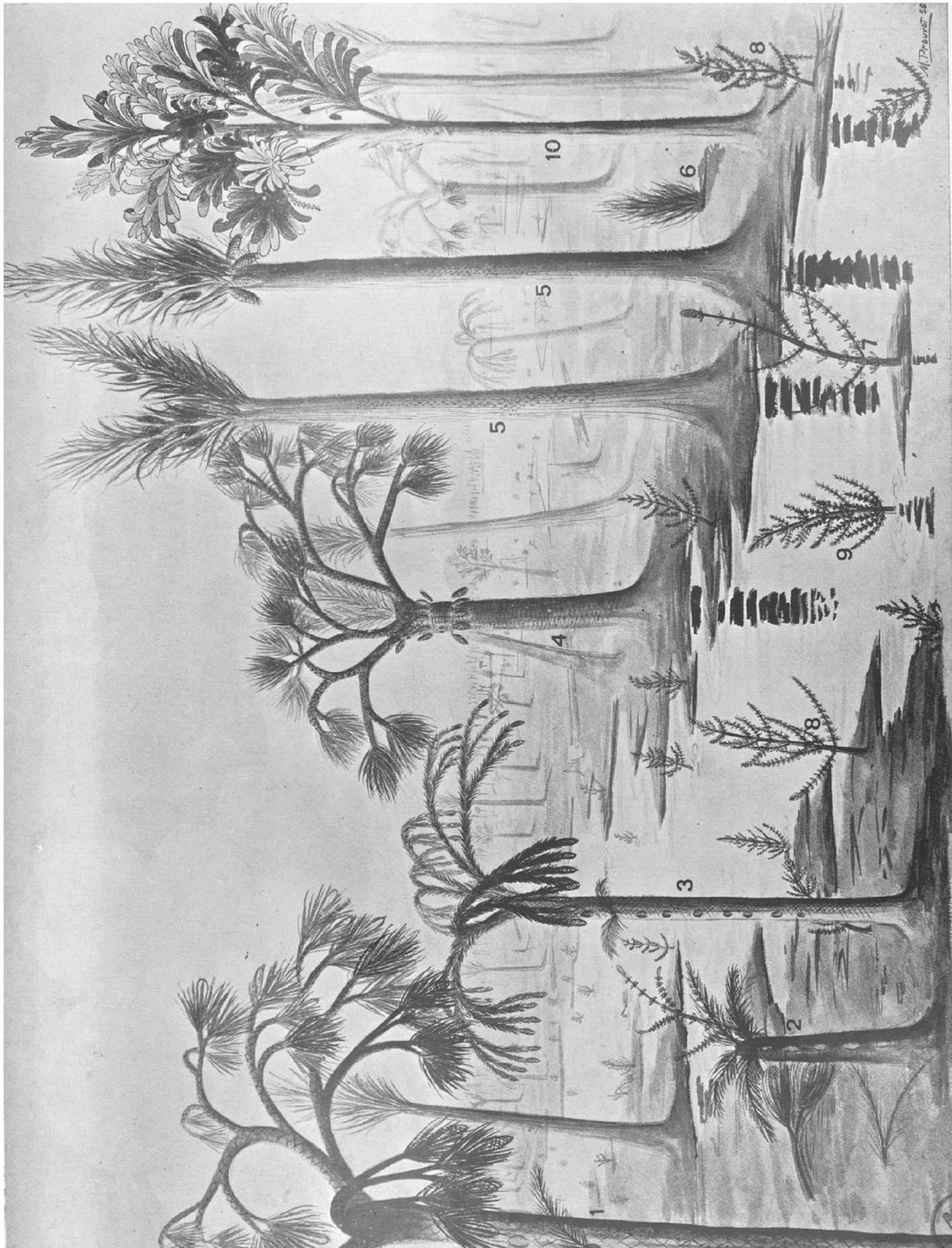
- Pl. XIX. — Paysage de la lagune du Gédinnien à Vimy (Pas-de-Calais).
1, *Prototaxites* (= *Nematophycus*) ; 2, *Pachytheca sphaerica*. On distingue à droite un important amas de ces Algues qui sera à l'origine de la couche dite "charbonneuse" de Vimy, épaisse de plusieurs centimètres. En outre, on remarque en 3 un poisson ostracoderme (*Pteraspis*).
- Pl. XX. — Paysage du Coblentzien à Rebreuve (Pas-de-Calais).
1, *Psilophyton* ; 2, *Zosterophyllum artesianum* ; 3, *Arthrostroma* = *Drepanophycus* ; 4, *Hostimella* ; 5, *Taeniostrada* = *Halyserites* ; 6, *Dawsonites* ; 7, *Cyclostigma* ; 8, *Sciudophyton*. Ça et là, on distingue des formes très jeunes de ces plantes.
- Pl. XXI. — Paysage du Givétien (Vieux Grès Rouges) à Caffiers (Pas-de-Calais).
1, *Aneurophyton* ; 2, *Hyenia* ; 3, *Calamophyton* ; 4, *Archaeopteris* ; 5, *Thursophyton*.
- Pl. XXII. — Paysage du Nord de la France au Houiller : un massif de Lépidophytes, d'Arthrophtes et de Cordaitophytes.
1, *Lepidodendron* ; 2, *Lepidodendron* ou *Ulodendron* jeune ; 3, *Ulodendron* ; 4, *Lepidophloios* ; 5, *Sigillaria* ; 6, *Sigillaria* jeune ; 7, *Sphenophyllum* ; 8, *Asterocalamites* jeune ; 9, *Calamites* jeune ; 10, *Cordaites*.
- Pl. XXIII. — Paysage du Nord de la France au Houiller : un massif de Ptéridospermophytes.
1, *Alethopteris* ; 2 et 4, *Diplotmema* ; 3, *Neuropteris* ; 5, *Mariopteris* ; 6, *Tetratmema*.
- Pl. XXIV. — Paysage du Nord de la France au Houiller : Fougères arborescentes et Fougères herbacées.
1, *Megaphyton* (*Pecopteris plumosa-dentata*) ; 2, *Megaphyton* (*Pecopteris aspera*) ; 3, *Corynpteris* ; 4, *Sphenopteris* ; 5, *Rhodea*.
- Pl. XXV. — Paysage du Nord de la France au Westphalien C.
1, *Mariopteris* ; 2, *Paripteris* ; 3, *Caulopteris* (*Pecopteris miltoni*) ; 4, *Neuropteris* ; 5, *Reticulopteris* ; 6, *Diplotmema* ; 7 et 8, *Crossotheca* ; 9, *Alethopteris* ; 10, *Calamites* jeune ; 11 et 12, *Sphenophyllum* ; 13, *Sigillaria* ; 14, *Dicksonites* ; 15, *Ulodendron* ; 16, *Lepidodendron* ; 17, *Cordaites*.
- Pl. XXVI. — Paysage du Boulonnais à l'Infralias.
1, *Danaeopsis marantacea* ; 2, *Ctenopteris sarana* ; 3, *Ctenopteris cycadeoidea* ; 4, *Cladophlebis* (*Todites*).
- Pl. XXVII. — Paysage du Nord de la France (Flandre-Artois) à l'Eocène.
1, *Lygodium* ; 2, *Aneimia* ; 3, *Doliosstrobilus* ; 4, *Sabalites* ; 5, *Musaphyllum* ; 6, *Nipadites* ; 7, *Cinnamomum* ; 8, *Dryophyllum* ; 9, *Myrto-phyllum*.

(*) Ces reconstitutions de paysages disparus ont été faites à la Faculté des Sciences de Lille par M. M. Prouvot, sous la direction de M. le Professeur P. Corsin.

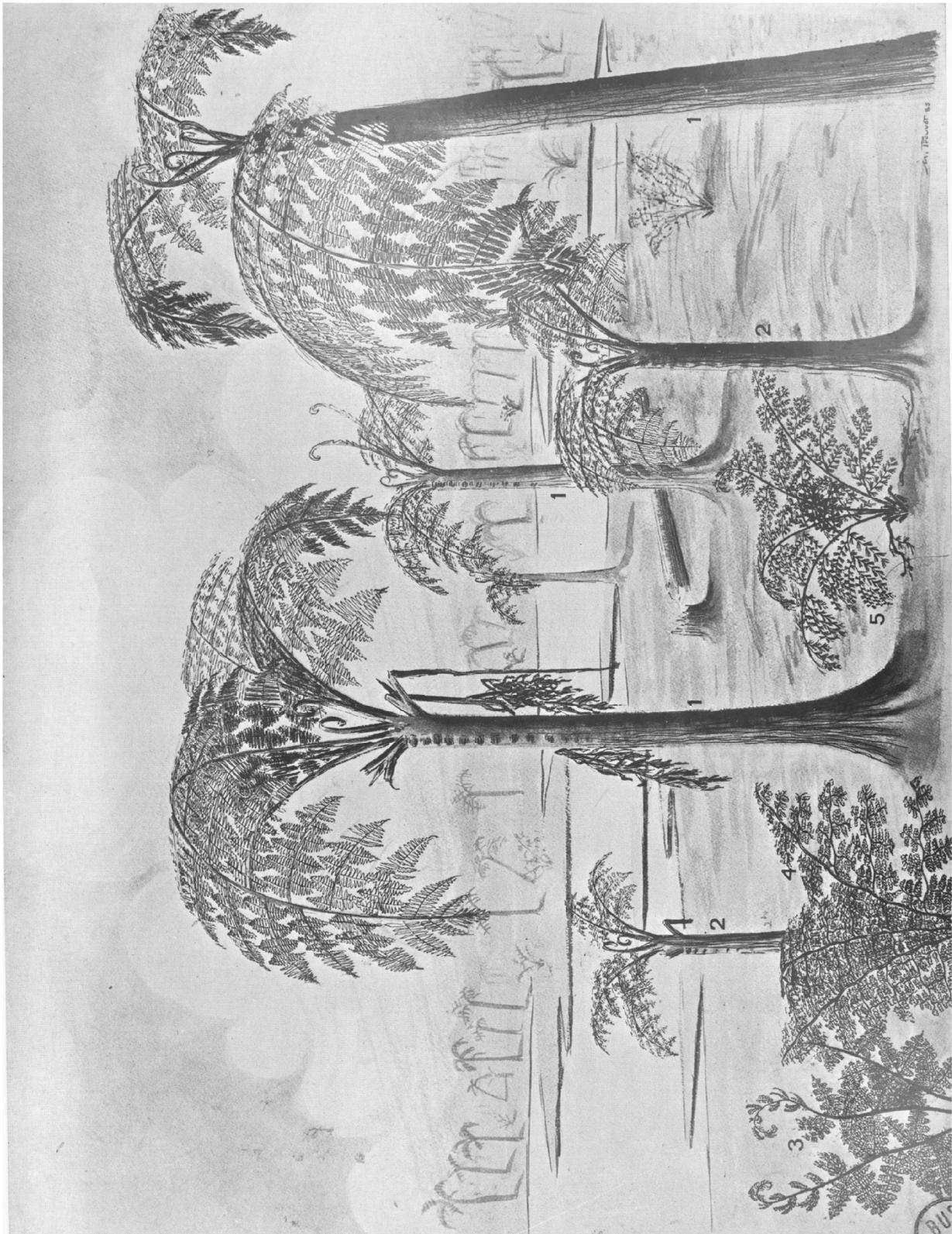




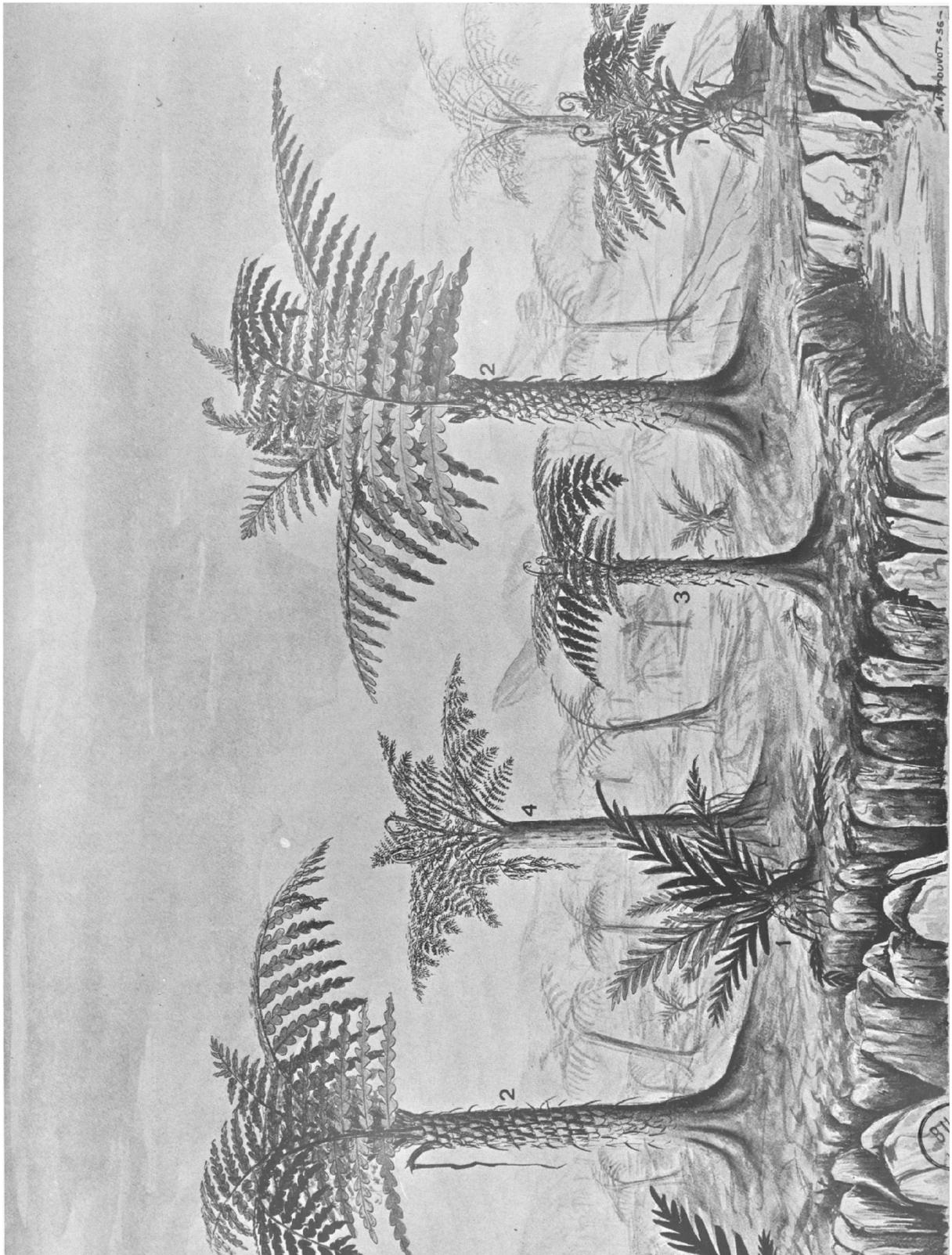


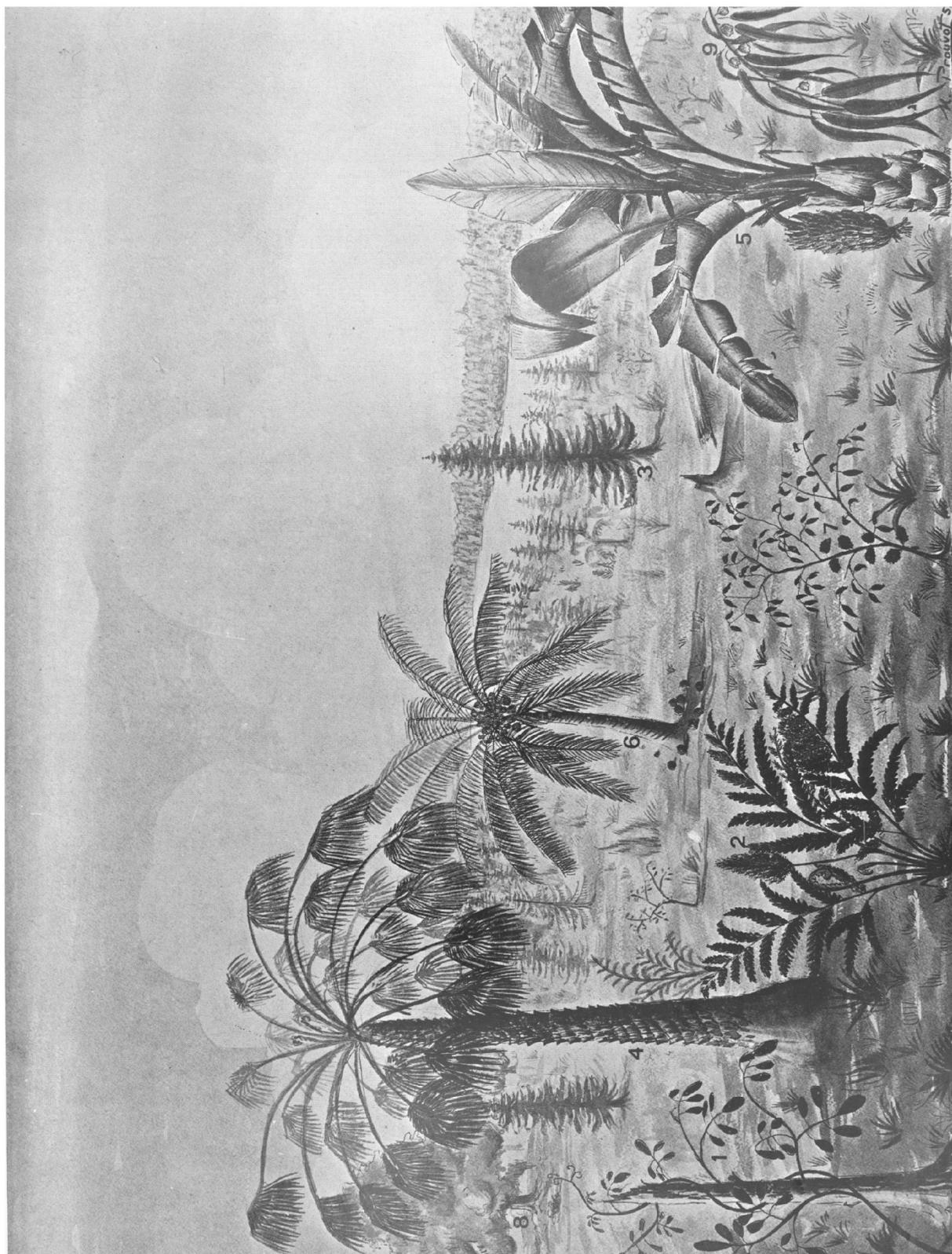












Le cycle hercynien dans les Pyrénées

par Michel CLIN (*), Claude HEDDEBAUT (**), Raymond MIROUSE (***), Jacques MULLER (*),
Philippe ROGER (*) et Michel WATERLOT (****)

Sommaire. — Les auteurs résument, en les synthétisant, les principaux résultats obtenus dans l'étude stratigraphique et paléogéographique des formations paléozoïques pyrénéennes. Ils rappellent ensuite les principaux problèmes tectoniques posés par la chaîne et donnent un bref aperçu de son évolution posthercynienne.

Sumario. — Los autores resumen, sintetizándolos, los principales resultados logrados en el estudio estratigráfico y paleogeográfico de las formaciones paleozoicas pirenaicas. Recuerdan luego los principales problemas tectónicos planteados por la cordillera, y exponen brevemente su evolución postherciniana.

L'étude géologique de la chaîne pyrénéenne débute au XVIII^e siècle sous l'impulsion de naturalistes de grande valeur comme Palassou, pour ne citer que le plus illustre. Ensuite, depuis le milieu du XIX^e siècle jusqu'au début du XX^e, de nombreux géologues comme A. Leymeric, J. Roussel, J. de Charpentier, J. Caralp et A. Bresson entreprirent une étude plus systématique des Pyrénées et, de 1903 à 1909, J. Carez publiait les six volumes de sa monumentale "Géologie des Pyrénées françaises"; peu après, M. Dalloni étudiait les Pyrénées de l'Aragon (1910).

Durant les années qui suivirent, L. Bertrand tentait d'appliquer la notion de nappe aux Pyrénées mais, dès 1933, M. Casteras démontrait que la tectonique pyrénéenne était, dans la majorité des cas, plus calme. Citons également pour l'heure, les travaux de P. Lamare, P. Fallot, G. Astre, R. Ciry et Ch. Jacob ainsi que ceux de l'école allemande de H. Stille, H. Schmidt et P. Misch. Pendant cette période, de controverses tectoniques, M. Dalloni étudiait la géologie des Pyrénées catalanes et publiait, en 1930, un important mémoire traitant de ce sujet.

(*) Laboratoire de Cartographie et de Géologie structurale, Bordeaux.

(**) Laboratoire de Géologie, Faculté libre des Sciences, Lille.

(***) Laboratoire de Géologie-Pétrologie, Toulouse.

(****) Laboratoire de Géologie Régionale et Fondamentale, Lille.

Immédiatement après le ralentissement dû à la guerre civile, les géologues espagnols, dont les grands précurseurs furent L. Mallada et L. Vidal, s'attachèrent avec bonheur à l'étude de leur versant des Pyrénées; les travaux de E. Alastrue, A. Almela, J.M. Fontbote, N. Llopis-Llado, J.M. Rios et L. Sole Sabaris jalonnent ce renouveau. Cette impulsion nouvelle fut immédiatement suivie par l'arrivée de géologues étrangers à l'Espagne et, en particulier, des équipes hollandaises de L.U. de Sitter et H.J. Zwart. Pendant ce temps, sur notre versant, les géologues français poursuivaient leur œuvre et, pour ne parler que du Paléozoïque, les travaux de P. Cavet, M. Clin et R. Mirouse jalonnaient pratiquement toute la chaîne depuis la Méditerranée jusqu'au Pic d'Anie. Dans le domaine de la pétrographie, les travaux de G. Guitard, d'une part, et de H. de la Roche, d'autre part, faisaient suite aux études fondamentales de E. Raguin et éclairaient, de manière originale, nos connaissances sur les zones profondes de la chaîne hercynienne.

Actuellement, de nombreux chercheurs espagnols, belges, hollandais et français, se consacrent au dépouillement des formations pyrénéennes et en particulier du Paléozoïque, si longtemps négligé.

Les Pyrénées franco-espagnoles constituent la partie médiane et principale d'une grande chaîne intracontinentale terminée à l'Ouest par la chaîne cantabrique et à l'Est par la Provence. La partie

centrale de la chaîne est représentée par un socle primaire ou Zone primaire axiale, formant une longue ellipse mais qui, dans les Pyrénées basques, n'apparaît que sous forme de massifs. De part et d'autre de ce socle s'allongent, au N et au S, des zones secondaires et tertiaires de couverture. Ces zones de couverture permettent parfois l'affleurement de petits massifs paléozoïques qui constituent de précieux jalons. Citons ceux de la zone nord-pyrénéenne sur le versant français et ceux de la zone des Nogueras sur le versant espagnol.

Le socle paléozoïque, qui englobe quelques noyaux précambriens, est essentiellement composé d'une série allant du Cambrien au Westphalien et ne comportant pas de discordance notable. Dans

cette série, les manifestations orogéniques du cycle calédonien et les premières pulsations de l'orogénèse hercynienne ne se manifestent que par des échos glyptogénétiques.

L'orogénèse hercynienne plissera, assez tard, cet ensemble et le Carbonifère supérieur et le Permian-Trias seront discordants sur ce socle hercynien. Dans l'étude trop rapide qui suit, nous allons d'abord récapituler les caractères stratigraphiques du Primaire anté-orogénique et des premières formations postorogéniques et, ensuite, poser les principaux problèmes tectoniques des Pyrénées du Paléozoïque. Nous donnerons, pour terminer, un aperçu sur l'évolution posthercynienne de la chaîne pyrénéenne.

I. — STRATIGRAPHIE DU PALEOZOIQUE PYRENEEN

par M. CLIN, C. HEDDEBAUT, R. MIROUSE, P. ROGER et M. WATERLOT

1) Généralités (R. Mirouse)

L'étude stratigraphique des Pyrénées hercyniennes présente, du fait des caractéristiques propres à cette chaîne, bien des difficultés, mais se révèle de la première importance si l'on considère la place des terrains "anciens" dans l'architecture actuelle, et le rôle majeur qu'ils ont eu dans l'histoire alpine des Pyrénées.

Comme on va le constater, l'exploration stratigraphique du Paléozoïque pyrénéen permet d'entrevoir une histoire sédimentaire variée, dans l'espace et au cours du temps : les conditions étaient sans doute réunies pour l'élaboration de séries, essentiellement marines, diversifiées, assez riches en organismes fossiles, autrement dit, d'excellents matériaux pour l'analyse stratigraphique.

Mais ici, comme en bien d'autres régions d'Europe, les effets de l'orogénèse hercynienne ont fortement brouillé l'enregistrement stratigraphique. L'exploration structurale montre la complexité des déformations varisques dans les Pyrénées : complexité qui ne se traduit pas tellement dans l'accumulation sédimentaire elle-même (comme on le verra, ce ne sont pas les discordances qui la révèlent), mais dans la géométrie même des terrains. Il est clair qu'à partir du moment où l'on a les plus grandes difficultés à reconstituer l'écheveau de déformations superposées qui se sont manifestées à toutes les échelles (plis de géométries diverses et de divers ordres de grandeurs ; schistosités, etc...), le travail du stratigraphe cherchant à définir des successions, à dater des terrains, à en suivre

les variations latérales et reconstituer ainsi la paléogéographie, devient singulièrement ardu.

Naturellement, il y eut plus encore puisque l'orogénèse hercynienne s'accompagne, dans les Pyrénées, d'importants phénomènes de métamorphisme général, ainsi que de la mise en place de nombreux et vastes massifs granitiques. L'évolution ultérieure de l'édifice, autrement dit son histoire alpine, a fait que les terrains métamorphiques occupent, en affleurement, une très large place à l'Est, tandis que les plutons granitiques forment l'ossature de bon nombre de sommets frontaliers de la Haute Chaîne. L'exploration stratigraphique du Primaire se heurte donc peut-être à un peu moins de difficultés dans la partie occidentale des Pyrénées ou dans des domaines marginaux de l'actuel édifice. Mais la situation privilégiée de certains terrains paléozoïques qui, ici où là, avaient été épargnés par métamorphisme et plutonisme, les a conduits à subir plus intensément que d'autres les effets de la tectonique tertiaire.

Il n'est pas douteux que cette dernière a eu sur eux, par endroits, des effets tout aussi prononcés — tout aussi dévastateurs aux yeux du stratigraphe — que l'orogénèse hercynienne elle-même.

Cette situation peu favorable appelle donc, bien évidemment, une orientation particulière des investigations stratigraphiques. En quelques lignes, on peut dire que celles-ci ne peuvent progresser d'abord qu'au travers d'une cartographie de détail rigoureuse, à grande échelle, qui est encore bien loin

d'être réalisée, puisque cette exploration de base, fondamentale, a été totalement délaissée pendant près d'un demi-siècle.

Ceci acquis, le stratigraphe ne peut absolument pas se passer ici du concours du tectonicien, pour des raisons qui sont apparues dans les lignes précédentes. L'analyse structurale ne résout certes pas les problèmes stratigraphiques, mais comment procéder sans elle là où seule la géométrie peut intervenir pour reconstituer l'agencement initial des dépôts ?

Des remarques exactement analogues pourraient être faites à propos de l'utilisation de toute méthode propre, à quelque échelle d'observation que ce soit, à venir en aide au stratigraphe dans cette complexe entreprise : ainsi en est-il de tout ce qui relève de la pétrographie sédimentaire et de la micropaléontologie.

Comme on va le voir dans les pages qui viennent, bien fragmentaires sont encore les résultats obtenus par ces diverses voies ; c'est d'ailleurs parce que les tentatives faites ont été insuffisamment systématiques et généralisées. Et cela pourrait être la leçon à tirer des très brefs exposés qui vont suivre : bien du travail reste encore à faire avant d'obtenir un tableau vraiment satisfaisant de la stratigraphie des terrains paléozoïques dans les Pyrénées hercyennes. Celui qui est donné ici ne saurait donc être que tout à fait fragmentaire et schématique.

2) Les formations antérieures au Cambrien. Le Cambrien et l'Ordovicien (M. Clin)

La connaissance stratigraphique des formations les plus anciennes des Pyrénées est longtemps demeurée incertaine : il s'agit par excellence d'un domaine où les fossiles sont rares ou absents, les déformations très avancées, au surplus fréquemment métamorphosés en tout ou partie.

L'étude des horizons identifiables par les méthodes de la stratigraphie a repris essor à la suite des travaux sur les Pyrénées orientales franco-espagnoles de J.M. Fontbote (1949) et P. Cavet (1951, 1957, 1958).

L'horizon stratigraphique le plus vieux et le plus constant est la formation de Canaveilles, qui affleure dans les Pyrénées orientales (P. Cavet, 1951). Cette formation n'est pas datée. Elle est surtout remarquable par sa composition en phyllades sériciteux ou graphiteux, admettant des intercalations calcaréo-dolomitiques, généralement minces, mais souvent continues : cipolins zonés, calcaires gris cristallins parfois ampéliteux, calcaires

minces bandes siliceuses, à grains ou nodules de quartz, calcschistes, calcaires en plaquettes.

Ces niveaux carbonatés se présentent en particulier sous la forme de marbres calcaires et dolomitiques quasi continus à la périphérie des massifs gneissiques du Canigou et de la Carança, et dans une disposition comparable vis-à-vis de la plupart des autres massifs de gneiss de la partie orientale des Pyrénées et notamment du massif de l'Agly. L'existence d'une telle formation de marbres, placée en quelque sorte à la base de la série paléozoïque, constitue un élément capital, à côté d'autres arguments de nature pétrogénétique, en faveur de l'hypothèse de l'existence d'un socle antécambrien dans cette partie des Pyrénées (Fonteilles et Guitard, 1964).

Selon G. Guitard (1970), le socle antéhercynien serait surtout représenté dans la zone axiale pyrénéenne par des massifs de granite calcoalcalin et leurs produits de remaniement métamorphique (Autran, Fonteilles et Guitard, 1966 ; Raguin, 1964). Au contraire, les massifs de la zone nord-pyrénéenne comprendraient principalement, dans leurs segments antécambriens, des formations de paragneiss (Zwart, 1953 ; Fonteilles et Guitard, 1967).

Relativement rares, les intercalations quartziteuses dans la série de Canaveilles restent partout minces et discontinues. Le matériel éruptif entre pour une part importante dans la constitution de formations sédimentaires à " faciès granulé " qui atteignent leur maximum de puissance dans le Haut-Vallespir (Guitard et Laffitte, 1956). Ailleurs, ce sont de minces coulées interstratifiées et discontinues d'andésites ou de " microgranites-rhyolites ".

Le métamorphisme régional affecte largement cette série, y développant notamment schistes sériciteux et ardoisiers.

Par comparaison des alternances schisto-calcaires avec celles du Cambrien de la Montagne Noire et, notamment, des calcaires associés à des schistes siliceux verts ou lie de vin à nodules calcaires de Valcèbollère avec l'Acadien moyen à *Paradoxides* de l'Hérault, P. Cavet rapporte hypothétiquement la série de Canaveilles au Cambrien.

La série des " Schistes de Jujols " (P. Cavet, 1951) fait suite à la série de Canaveilles. Elle affleure largement dans les diverses culminations anticlinales de la chaîne où elle est souvent seule présente, passant à la base à des micaschistes.

Il s'agit d'une succession puissante de faciès schisteux peu ou pas métamorphiques, admettant

de nombreux bancs gréseux ou quartziteux, les intercalations calcaires étant exceptionnelles : calcaires "métallifères" de Caralp, passées calcaires de la série de Jujols supérieure, calcaires de la région du Fraser (J. Hartevelt, 1970).

Les faciès gréseux ou grossièrement détritiques prennent une grande importance dans les Pyrénées centrales : Port de la Bonaïgue, Massifs de la Valira et du Segre, Rioumajou, aire anticlinale de Pierrefitte (J.P. Destombes, 1953 ; M. Clin, 1959 ; R. Mirouse, 1962). Ils sont là suivis par des schistes ardoisiers plus ou moins quartzeux et la série est couronnée par une passée calcaire terminale (calcaires minces à *Echinosphoerites* cf. *Balticus*).

Dans les massifs méridionaux des Pyrénées de l'Est, on note un large développement, au-dessus des conglomérats, de formations probablement volcano-sédimentaires ("greywacke member", J. Hartevelt, 1970).

Les schistes de Jujols sont recouverts en concordance par les "schistes troués ashgilliens" à Brachiopodes ("grauwacke à *Orthis*") et *Cystoïdes*, plus ou moins généralement associés à des calcaires et marno-calcaires. Ces formations s'étendent localement, selon J. Hartevelt, du Caradoc à l'Ashgill inférieur (datation par Conodontes).

Des schistes et des quartzites peuvent seuls couronner la série, notamment dans les massifs catalans et le massif de l'Agly.

Au total, une série principalement détritique dont l'épaisseur, difficile à estimer du fait de l'état de déformation, paraît atteindre 4 000 m là où la limite inférieure en est connue, constitue le témoin assez discret des événements antésiluriens dans les Pyrénées du Paléozoïque.

3) Les formations siluriennes

(C. Heddebaut, M. Waterlot)

Répondant aux vœux de la Commission de Stratigraphie du Congrès de Copenhague (1960), nous avons utilisé le terme de Silurien pour désigner ce que les géologues français appellent encore volontiers Gothlandien, c'est-à-dire le système compris entre l'Ordovicien et le Dévonien.

Le dépôt des formations siluriennes semble s'être effectué dans une mer calme, peu profonde, riche en plancton. Ce milieu, fortement réducteur, permettait une genèse facile des sulfures métalliques. Il semble rappeler le mode de dépôt des vases

actuelles d'estuaires caractérisées par un trio de constituants (sables, fraction pulvérulente, liant organique) qui évoque la composition des schistes siluriens.

Au point de vue paléontologique, les formations siluriennes des Pyrénées sont caractérisées par une assez grande abondance d'individus, sinon d'espèces. On y trouve essentiellement des Lamellibranches, des Orthocères, des Crinoïdes et des Graptolites. En Pays basque, et dans la partie centrale des Pyrénées espagnoles, des exemplaires de Graptolites géants, de taille deux à trois fois plus grande que la normale, ont été découverts, associés à des formes banales. Ces faunes géantes semblent, actuellement, localisées dans le Wenlockien (G. Waterlot, 1944 ; M. Waterlot, 1961).

Il est souvent très difficile d'établir une stratigraphie détaillée des formations siluriennes en raison de leur monotonie et de leur comportement très capricieux lors des phénomènes tectoniques.

Ces formations se caractérisent par le développement, plus ou moins important, suivant les régions, de niveaux de schistes ampéliteux dits "schistes carburés" au sein d'une série schisteuse plus banale. Elles contiennent également des passages où se font sentir, soit des influences calcaires, soit des influences gréseuses.

Pour résumer de manière très simplifiée la stratigraphie du Silurien pyrénéen, nous proposons un tableau schématique (fig. 1). Il est possible d'y noter une augmentation relative des faciès calcaires de l'W vers l'E au sommet de la série ; localement, ces calcaires peuvent même devenir importants comme l'a montré P. Cavet dans la région de Villefranche de Conflent (1958). On peut rapprocher cette observation du fait que les faciès quartzifères, eux, se développent plus volontiers dans le Silurien de la partie occidentale des Pyrénées. Donc, au sein d'une masse schisteuse homogène, on assiste à quelques vellétés gréseuses à l'W et au centre et à quelques essais de sédimentation calcaire à l'E.

Monotonie de sédimentation et de faciès, plasticité répondant facilement et anarchiquement aux sollicitations tectoniques, tels sont les caractères essentiels des formations siluriennes des Pyrénées.

4) Les formations dévoniennes

(C. Heddebaut, R. Mirouse)

La connaissance stratigraphique des terrains dévoniens des Pyrénées a fait d'assez sensibles

progrès depuis une dizaine d'années. Après les importants travaux du début du siècle (Gourdon, Caralp, Dalloni et surtout Bresson), une longue période s'était écoulée, durant laquelle seuls quelques chercheurs isolés, entre autres H. Schmidt et J.W. Laverdière, s'étaient consacrés à l'exploration du Dévonien. Le renouveau actuel de cette exploration a été l'œuvre de chercheurs de diverses provenances, parmi lesquels on peut citer : P. Cavet (1957), M. Clin (1959), J.P. Destombes (1963), C. Heddebaut (1966), W.F. Kleinsmiede (1960), N. Llopis-Llado (1965), P. Mey (1968), R. Mirouse (1962), A. Ovtracht (1967), J. Zandvliet (1960).

Les terrains dévoniens qui se prêtent le moins mal à l'analyse stratigraphique, dans un édifice tectonisé de façon complexe et souvent affecté par la granitisation et le métamorphisme, sont ceux qui affleurent dans la partie occidentale de la chaîne : Massifs basques et moyennes et hautes vallées des Gaves de Pau, d'Ossau et d'Aspe dans la Zone axiale. Dans les Pyrénées centrales, bien qu'affleurant largement, le Dévonien est d'étude plus délicate faute d'arguments paléontologiques. Quelques données intéressantes ont pu, par contre, être obtenues à partir d'affleurements moins étendus dans la partie orientale de la chaîne : Massifs "satellites" de l'Arize, du Saint-Barthélemy et du Mouthoumet, lambeaux synclinaux du Haut Segre et du Conflent. Seule l'évocation de quelques exemples, énumérés d'Ouest en Est, pourra être proposée ici (fig. 2).

Dans les massifs basques, C. Heddebaut (1966) a pu ainsi mettre en évidence la succession des termes suivants au-dessus d'une épaisse série schisteuse allant du Caradoc au Ludlow inférieur :

- 1) Schistes gréseux, souvent finement rubanés, avec des intercalations de quartzite ; la partie supérieure a livré des fossiles gédinniens (300 m env.).
- 2) Calcaires schisteux bleus à encrines, où se rencontrent les premiers fossiles siegéniens.
- 3) Grès et quartzites clairs, très souvent dolomitiques, à intercalations de schistes vert-clair compacts ; localement, niveaux bréchiques. C'est la série des "Quartzites inférieurs" de P. Lamare (1938). Elle fournit partout une faune abondante de Brachiopodes siegéniens ; son épaisseur est variable : 150 à 500 m.
- 4) Schistes bleus intermédiaires avec calcaire bleu à encrines et Polypiers, représentant le passage du Siegéniens à l'Emsien.
- 5) Dolomies et quartzites en bancs massifs d'âge emsien : "Quartzites supérieurs" de P. Lamare (300 m env.) ; latéralement, ils passent souvent à des calcaires versicolores et des schistes calcareux clairs.
- 6) Calcaires récifaux où apparaissent déjà *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER) et *Alatiformia alatiformis* (DREV).
- 7) Schistes gréseux souvent décalcifiés, contenant parfois des niveaux à oolithes ferrugineux à *Uncinulus orbignyana* VERN.
- 8) Schistes à nodules noirs ou gris, souvent calcareux ; localement, il s'y intercale des bancs de calcaire noir fétide et des lentilles de calcaire récifal. Cette formation de schistes à nodules, pauvre en macrofaune, a fourni dans la partie espagnole du massif des Aldudes, des Conodontes montrant qu'elle se prolonge jusqu'au Givétien supérieur.

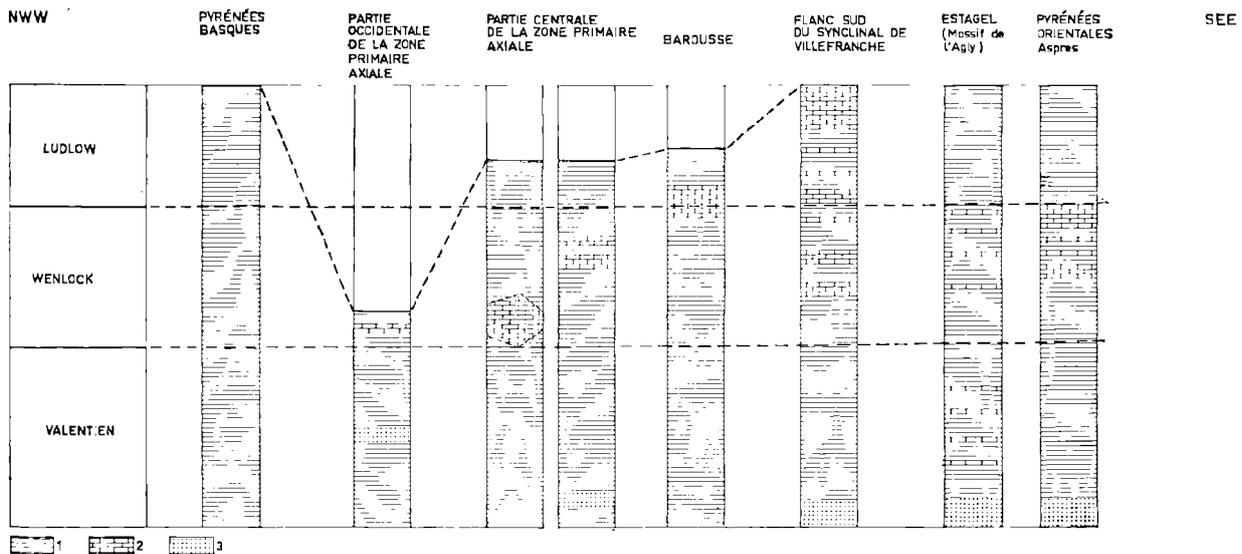


FIG. 1. — Tableau schématique des corrélations stratigraphiques du Silurien pyrénéen.
1 : Schistes. — 2 : Calcaires et tendances calcaires. — 3 : Grès et tendances gréseuses.

- 9) Série schisto-gréseuse épaisse d'au moins 500 m. Les grès, souvent de teinte verte, s'intercalent dès la base et prennent de plus en plus d'importance en montant dans la série. Vers le sommet, on observe des passées bréchiques. La formation est très pauvre en fossiles ; les schistes livrent de petits *Tentaculites* et de rares *Goniatites*, ces dernières révélant l'existence du Frasnien.
- 10) Grès violets et verts souvent calcareux et transformés en grauwacke ; ce niveau très fossilifère est constant dans tout le pays basque. Il livre *Cyrtospirifer verneuili* (MURCH) et *Camarotoechia letiensis* (GOSSELET) ce qui indique un niveau déjà élevé du Famennien.
- 11) Calcaires griottoux d'épaisseur et d'aspect très variable à *Goniatites* et *Clyménies*. Le sommet de la formation a livré des *Conodontes* indiquant la zone à *Wocklumeria*.

Un trait frappant de cette série dévonienne du Pays basque est le caractère très varié de la sédimentation et la richesse en faune du Dévonien inférieur, celui-ci étant encadré par deux séries détritiques monotones et souvent azoïques. Le Silurien à la base, le Dévonien moyen et supérieur au sommet.

Plus à l'Est, dans la Zone primaire axiale, à hauteur des hautes vallées des Gaves d'Ossau et d'Aspe, R. Mirouse (1962) relève la présence de grès pélitiques à microrhythmes et de grauwackes avec *Acrospirifer paradoxus* (SCHL.), surmontés de calcaires bioclastiques à *Acrospirifer paradoxus* (SCHL.), *Subcuspidella subcuspidata* (SCHNUR.),

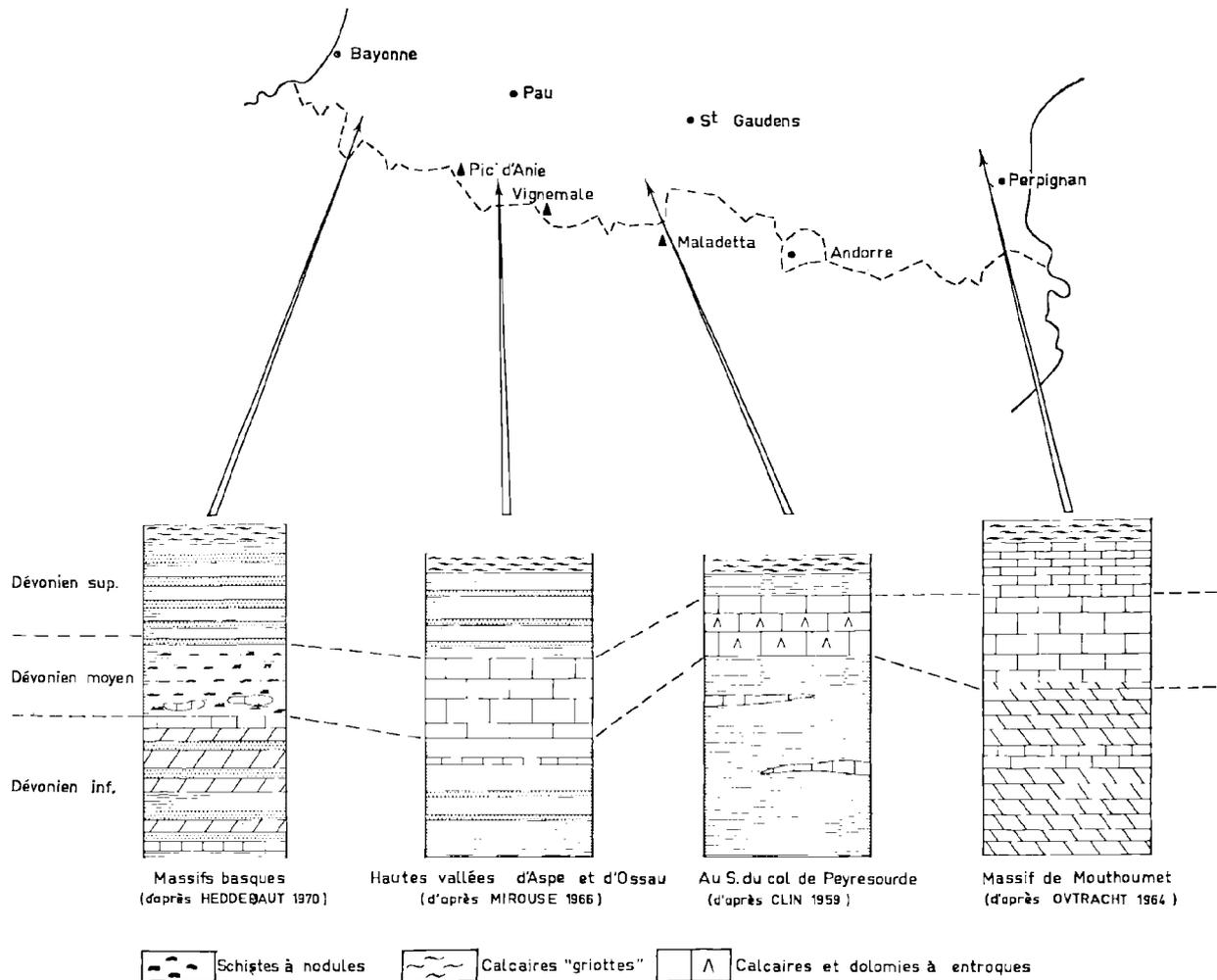


FIG. 2. — Répartition schématique des faciès dévoniens dans les Pyrénées.

Polypiers, Bryozoaires, Phacopidés, que l'on peut rapporter à l'Emsien terminal.

Au-dessus, se poursuivent localement des formations détritiques (pélites schistosées) avec *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER), *Alatiformia alatiformis* (DREV.), *Phacops fecundus degener* BARR., marquant déjà la base du Dévonien moyen ; ailleurs, ce même Dévonien moyen débute immédiatement par des formations calcaires qui, de toute façon, constituent les formations les plus caractéristiques de cette sous-période : calcaires en dalles, calcaires massifs, souvent récifaux, où s'associent Tétracoralliaires, Tabulés, Héliolitidés, Stromatopores. La partie supérieure de cet ensemble calcaire a pu, au moins localement, être attribuée au Givétien supérieur par une microfaune de Conodontes (50 à 200 m).

Plus haut, vient un ensemble épais de pélites et grès calcareux, localement intercalé de calcaires à Tentaculites (100 à 300 m). On a pu y observer (série du pic Lariste) *Cyrtospirifer vernevili* (MURCIL.), diverses *Productella* et *Camarotoechia*, des Polypiers et des Conodontes d'âge frasnien et famennien inférieur.

Le système dévonien se termine dans cette région (tout au moins là où la succession est complète sous le Carbonifère) par des formations calcaires : calcaires versicolores rythmés à lits péli-tiques, prenant localement, surtout sous l'effet de contraintes tectoniques, la structure griotte. La présence de quelques microfaunes de Conodontes permet de situer au Famennien moyen et supérieur, peut-être aussi au Strunien, l'âge de cette série de 50 à 100 m d'épaisseur.

Des variations latérales apparaissent dans l'organisation sédimentaire de cette partie de la Zone axiale. Schématiquement, il semble que les dépôts s'agencent déjà suivant ce qui sera plus tard la direction majeure des structures de la chaîne. Tandis qu'une aire médiane fait une assez large place aux formations carbonatées, des aires bordières se définissent par une plus large part laissée aux détritiques ou par une variabilité plus grande dans le temps, ce qui est ici sans doute en relation avec une tendance à l'émersion manifestée par certains secteurs sud-occidentaux.

Dans la haute chaîne des Pyrénées centrales, les travaux anciens de Gourdon et Ch. Barrois, les recherches plus récentes de J.P. Destombes (1952, 1959), M. Clin (1959) et H. Pelissonnier (1958)

ont fait connaître, au méridien et au Nord du Col de Peyresourde, un Dévonien assez diversifié, auquel on rattache calcaires et calcschistes du Dévonien moyen (entre autres, schistes à faune de Trilobite connue à Catherviella). calcschistes ardoisiers. à lits gréseux du Dévonien supérieur, calcaires griottes à faune dite du "Ravin de Coularie" du Dévonien terminal (*Oxyclymenia undulata* MÜNST., *O. striata* MÜNST., *Cyrtoclymenia loevigata* MÜNST., *Brancoceras sulcatum* MÜNST.).

Un peu plus à l'est, dans le Val d'Aran, W.F. Kleinsmiede (1960) a décrit une succession dévonienne malheureusement azoïque, où il distingue, de bas en haut :

- a) Une formation calcaire de base à intercalations schisteuses (40 à 50 m).
- b) Un ensemble de schistes sombres à minces intercalations de calcaires et grès (schistes d'Entrecada : 100 à 150 m).
- c) Un épais complexe gréseux (alternances grésopélitiques, rythmes pélitico-grésocalcaires, grès granoclassés) ; ce sont les "grès de Las Bordas" dont la puissance peut atteindre 300 m mais présente de rapides variations dans le sens latéral.
- d) La série des schistes et calcaires de Viella, schistes ardoisiers verdâtres essentiellement, dont l'épaisseur est de l'ordre de 50 m.

Sur le versant méridional des Pyrénées centrales, P. Mey (1968) décrit l'enchaînement des termes qui suivent (série de type "Baliera" de cet auteur) :

- 1) Schistes ardoisiers à intercalations de calcaires marneux (50 à 200 m), attribués au Dévonien tout à fait inférieur, d'après la faune à Tentaculites et Orthis découverte jadis par M. Dalloni (1910) à Cerler (= formation d'Aneto).
- 2) Calcschistes gréseux, pélites à intercalations calcaires que la faune de Sahun daterait comme du Siegénien (= formation de Gelada, 100 à 120 m).
- 3) Calcaires amygdalaires, calcaires spathiques, dolomies dont la faune de Benasque pourrait déjà faire du Dévonien moyen (= formation de Basibé, 50 à 150 m).
- 4) Schistes ardoisiers à intercalations calcaires à Tentaculites (= formation de Fonchanina).
- 5) Griottes, calcaires et calcschistes, à intercalations de marnes versicolores (= formation de Mañanet, 80 à 260 m). Dans la vallée de la Noguera Pallaresa, la découverte de Conodontes a permis à W. Ziegler d'attribuer à ce dernier ensemble un âge allant du Frasnien au Carbonifère inférieur (de la zone à *Manticoceras* à la zone à *Wocklumeria*).

P. Mey (1968) insiste sur les variations latérales assez rapides de cette succession, tant dans la nature des terrains déposés que dans leurs épaisseurs.

Un dernier exemple peut être fourni par le massif de Mouthoumet, à l'Est de la vallée de l'Aude. Ici, A. Ovtacht (1967) note que la coupure entre Silurien et Dévonien est, localement, très difficile à situer. Tantôt, on rencontre des schistes à intercalations calcaires du "Siluro-Dévonien"; tantôt, la base du Dévonien est marquée par des formations nettement détritiques (grès parfois ferrugineux, passant vers le haut à des dolomies, puis à des formations calcaires, localement intercalées de dépôts siliceux — jaspes, cinérites — tout ceci correspondant au Dévonien inférieur. Au-dessus, viennent des calcaires massifs à organismes silicifiés: une faune riche de Polypiers permet d'y reconnaître la présence du Couvinien. Selon A. Ovtacht, les termes de la série dévonienne, à partir du Couvinien terminal ou du début du Givétien, ne sont plus représentés dans la partie Est du massif. Le Dévonien supérieur, là où il existe, est à dominante calcaire, avec faunes de Goniatites frasniennes; il se termine par des calcaires de type griotte (Dévonien terminal et passage au Carbonifère).

Cette trop brève revue conduit nécessairement à bien des omissions: celle qui concerne les massifs nord-pyrénéens (G. Barrouquere, 1968 et A. Mangin, 1968) ou encore celle du "synclinal" de Villefranche-de-Conflent (P. Cavet, 1957 et J. Pillet, 1957) sont parmi les plus notables.

Si l'on veut dégager quelques traits généraux concernant la stratigraphie des terrains dévoniens dans le domaine pyrénéen, on peut retenir les points suivants:

— la limite inférieure du système est généralement définie par un changement lithologique beaucoup plus que par des données paléontologiques, particulièrement rares à ce niveau-là;

— la limite supérieure est, par contre, un peu plus facile à saisir désormais, puisque, au moins localement, des microfaunes de Conodontes ont permis d'identifier le Dévonien terminal jusqu'à la zone à *Wocklumeria*.

— de façon générale, les successions sont plus diversifiées dans leur lithologie, plus fossilifères aussi, de part et d'autre de l'axe médian de l'actuel édifice pyrénéen. Au moins depuis le Béarn jusqu'aux Pyrénées orientales, la notion d'aires marginales septentrionales (massifs nord-pyrénéens, bordure nord de la Zone axiale) et méridionale (pays des Nogueras, parties amont des vallées des Gaves) plus ou moins différentes d'une aire médiane (axe Maladetta - Lys - Cauterets - Eaux chaudes) semble ici pouvoir être retenue;

— de façon générale encore, le Dévonien inférieur est plus uniformément carbonaté dans la partie orientale des Pyrénées, plus souvent détritique dans l'Ouest. Le Dévonien moyen est assez franchement calcaire sur toute l'étendue des Pyrénées, mis à part le Pays basque, et les formations à caractère récifal n'y sont pas rares. Le Dévonien terminal, parfois absent, est souvent caractérisé par des dépôts calcaréo-pélitiques rythmés, d'étendue limitée;

— toute cette organisation sédimentaire déjà complexe, traduisait l'instabilité du domaine marin modérément et inégalement subsident et, malgré la difficulté de telles reconstitutions, il semble que l'on puisse déjà y reconnaître les orientations structurales majeures du futur édifice hercynien.

5) Les formations carbonifères anté-stéphaniennes (M. Waterlot)

Par ses différents caractères, la sédimentation carbonifère traduit et enregistre les vicissitudes d'une des périodes les plus passionnantes de l'histoire géologique des Pyrénées. A de nombreux égards, son étude est donc hautement intéressante en dépit des problèmes et des difficultés la hérissant et qui apparaissent dans l'exposé qui suit, malgré sa brièveté.

Les grands traits de la stratigraphie du Carbonifère seront décrits, de manière générale, de l'W vers l'E.

Relativement mal connu et de stratigraphie souvent difficile à établir, tel apparaît le Carbonifère des massifs paléozoïques basques. De manière générale, le Carbonifère surmonte en concordance le Dévonien. Après les griottes dévoniennes, viennent des lydiennes, des calcaires et des formations pélitiques fossilifères du Viséen supérieur et du Namurien inférieur; viennent ensuite les formations détritiques du Namurien supérieur et du Westphalien.

Dans les massifs paléozoïques de la Rhune et de Cinco Villas, P. Lamare (1936) décrit un ensemble azoïque de schistes et de calcaires lenticulaires auquel s'associent des grès et des poudingues. P. Lamare insiste sur le fait que l'ordre de succession des couches ne peut être donné avec précision et rapporte ces formations au Carbonifère.

Très récemment, Cl. Heddebaut (1970) est amené à considérer, en se basant sur des arguments géo-

métriques que, dans le massif de Cinco Villas, "le Carbonifère anté-stéphanien est absent ; la presque totalité des affleurements, qui ont été attribués à cette période par les cartes géologiques successives, est en réalité d'âge anté-dévonien".

Dans la vallée du Lauribar, J.W. Laverdière (1930) décrit un Carbonifère daté, au moins en partie, paléontologiquement. Il débute par des lydiennes et des niveaux pélitiques à nodules phosphatés surmontés de schistes à *Eumorphoceras bisulcatum* GIRTY du Namurien inférieur et de calcaires également namuriens.

Dans le massif d'Igounee, M. Casteras et J.P. Paris (1964) établissent une série carbonifère composée comme suit : à la base, des calcaires famenniens, éventuellement struniens, passant à une série schisto-gréseuse recélant quelques lits de calcaires rubannés à sa partie supérieure. Au-dessus, vient un ensemble de schistes siliceux à lydiennes, surmonté de brèches à éléments de lydiennes que les auteurs rapportent, éventuellement, au Tournaisien et à la base du Viséen. Au-dessus d'un niveau calcaire, vient alors une série épaisse de 150 m de schistes rapportés, soit au seul Viséen, soit au Viséen et à la base du Namurien. Cette série est surmontée d'une centaine de mètres au moins de calcaires noirs et de dolomies attribués, selon toutes probabilités, au Namurien inférieur.

Le Namurien supérieur et le Westphalien affleurent plus à l'E en un complexe puissant de 400 m de schistes et grès psammitiques à Calamites.

Rappelons que, légèrement à l'W, dans le massif de Mendibelza, Cl. Heddebaut (1967) décrit un Westphalien à l'état de grès brun parfois psammitique. Ce Westphalien paraît parfois reposer "en discordance sur les schistes et calcaires à Goniatis du Viséen et sans doute du Namurien". Ces grès contiennent *Neuropteris gigantea* STERNB., connu pendant tout le Namurien et le Westphalien.

Le Carbonifère de la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées sur le versant français, entre le pic d'Anic et le cirque de Gavarnic, a été étudié par R. Mirouse (1962). Nous n'en résumerons ici que les grands traits. R. Mirouse met en évidence l'extension assez limitée des lydiennes à la base du Carbonifère, extension qui correspond sensiblement à celle des griottes famenniennes.

Le Viséen inférieur, presque uniquement calcaire, lui est apparu comme largement transgressif et a pu être daté en de nombreux endroits grâce

à des faunes de Goniatidés et de Conodontes. La sédimentation calcaire s'est poursuivie durant tout le Viséen. L'existence de faunes marines namuriennes a permis de rapporter à cette époque l'apparition assez brutale d'une sédimentation détritique qui est, au moins, la conséquence d'une rupture d'équilibre. R. Mirouse distingue, dans l'ensemble détritico namuro-westphalien, une série paralique de schistes et grès à plantes qui surmonte les calcaires viséens et une série, dite de Sia, peut-être continentale, de grès, de schistes noirs et de quartzites verts, sensiblement de même âge que la précédente, et nettement transgressive sur les terrains dévoniens de la partie médiane du bâti axial.

En Aragon, donc en Espagne, au Sud de la région étudiée par R. Mirouse, le Carbonifère est sensiblement identique à celui que nous venons de décrire d'après les travaux de cet auteur. De manière générale, le Carbonifère aragonais débute par un ensemble de calcaires marins dont la puissance moyenne est de l'ordre de 200 m. Là où ils ont pu être datés, ces calcaires se sont révélés viséens. Ils se déposèrent sans doute sous une profondeur d'eau assez faible et, dans leur sédimentation, nombreuses sont les traces de remaniement. Toutefois, il n'y a jamais de conglomérat à leur base. Ils sont surmontés d'une série puissante et monotone, composée d'une alternance de sédiments pélitiques et de grès feldspathiques de granulométrie variée. Les récurrences calcaires y sont rares à l'inverse des poudingues ou des micropoudingues.

Dans quelques endroits de cette partie du versant espagnol et plus précisément sur les crêtes frontalières, les sédiments non calcaires, détritiques, sont directement transgressifs sur le Dévonien. Il s'agit vraisemblablement de prolongements de la série de Sia.

Continuant notre progression vers l'E, nous décrivons maintenant rapidement les grands traits du Carbonifère des Pyrénées centrales françaises étudiées par M. Clin (1959). Cette zone, comprise entre le cirque de Troumouse et le cirque de Lys, correspond aux hautes vallées d'Aure et de Louron, ainsi qu'à la région de Bagnères-de-Luchon. Les lydiennes n'affleurent que dans la partie septentrionale de cette région et elles y sont surmontées de calcaires à accidents siliceux et de schistes émeraude ou rouges. Dans la partie méridionale de la zone étudiée par M. Clin, n'existent ni les griottes du Dévonien terminal, ni les lydiennes. Selon M. Clin, elles y sont remplacées, à la faveur d'une variation latérale de faciès, par une "formation

détritique", porteuse de galets et relativement riche en éléments quartzo-feldspathiques, immédiatement sous-jacente aux schistes émeraude et rouges.

Quelques faits nouveaux viennent, dans ces régions, d'être consignés par S. Krylatov et D. Stoppel (1969), amenés à rapporter au Dévonien supérieur marin des formations précédemment considérées comme westphaliennes et en discordance sur leur substratum (M. Clin, 1959).

Le Carbonifère du versant espagnol des Pyrénées centrales est essentiellement occupé par un bassin carbonifère dit du Plan des Etangs, dont la série stratigraphique apparaît comme relativement monotone. Le contact avec les formations dévoniennes sous-jacentes est toujours concordant mais quelquefois faillé. L'épaisseur observable de cette série est extrêmement variable selon les points d'observation, puisqu'elle peut passer de 200 m au Plan des Etangs lui-même à près de 700 m au Pic de Saliès.

Essentiellement composée d'une alternance de grès feldspathiques souvent assez grossiers et de schistes noirs, la série est, à différents niveaux, marquée par la présence de décharges conglomératiques et de niveaux calcaires, peu épais, mais nets. Les découvertes paléontologiques y sont rares. Rappelons toutefois que la présence de Namurien a pu être établie en raison de la présence de Glyphiocératidés, caractéristiques de cet étage. Ces différentes observations permettent de conclure au caractère paralique de ce petit bassin [W.F.J. Kleinsmiede (1960) et M. Waterlot (1967)].

Les grès et pélites décrits ci-dessus reposent en concordance sur des marbres et des calcaires blancs classiquement considérés comme dévoniens, mais dont il se pourrait que la partie supérieure fut déjà carbonifère.

Le Carbonifère des massifs paléozoïques de St-Barthélemy et de l'Arize vient d'être étudié par H.J. Zwart et J. Keizer. Dans le massif de Saint-Barthélemy, H.J. Zwart décrit un Carbonifère débutant régulièrement par des lydiennes noires incluses dans des niveaux pélitiques et signale la présence de niveaux de nodules phosphatés. Ce premier ensemble azoïque, est, par comparaison de faciès, attribué au Tournaisien supérieur ou au Viséen inférieur. Les niveaux supérieurs du Carbonifère sont représentés par une série azoïque de pélites foncées qui peuvent contenir, près de Montségur, des niveaux de grès et surtout de calcaires.

H.J. Zwart accorde à ce Carbonifère une puissance de l'ordre de 400 m.

La série carbonifère donnée par J. Keizer, un peu à l'W dans la description du massif de l'Arize, diffère peu de celle que je viens de résumer d'après les travaux de H.J. Zwart. Les lydiennes peuvent être, soit massives, soit interstratifiées dans des schistes et accompagnées de nodules phosphatés dont des gisements furent anciennement exploités. Quand elles n'existent pas, elles sont remplacées par une brèche fine, siliceuse, contenant des fragments de schistes et de quartz. Ces niveaux de lydiennes sont surmontés par une importante série de schistes et de grès. Dans cette formation se trouvent les célèbres gisements fossilifères de Mondette et de Larbont rapportés au Viséen supérieur par G. Delépine (1935). Pour J. Keizer, l'absence du Tournaisien prouve un soulèvement général dès la fin du Dévonien supérieur suivi, au Viséen, d'une transgression générale qui se fait sans poudingue mais par des niveaux de lydiennes à nodules phosphatés et à débris végétaux indiquant la présence voisine d'une terre ferme.

Au Sud de ces régions, sur le versant espagnol, le Carbonifère est essentiellement représenté par deux bassins : le bassin carbonifère de Espot-Andorre et le bassin carbonifère de Feixa-Castellás.

Le premier, long de 40 km et large au maximum de 5, est compris entre l'extrémité orientale du massif granitique de la Maladetta et l'extrémité occidentale du massif granitique de Mont-Louis Andorre (M. Waterlot, 1967 ; J. Zandvliet, 1960). La stratigraphie de cet ensemble est caractérisé par les grands faits exposés ci-dessous.

Dans l'état actuel de nos connaissances, la série paraît entièrement azoïque, son âge carbonifère n'est établi qu'à l'aide de critères géométriques. Son épaisseur mesurable est de l'ordre de 700 m. On note une concordance toujours parfaite du Carbonifère avec les derniers sédiments dévoniens souvent représentés par des griottes. Les lydiennes sont constamment absentes à la base de la série, en dépit de la présence de griottes. La série est presque exclusivement schisteuse et ne contient que quelques niveaux grésocalcaires.

Le bassin de Feixa-Castellás est, quant à lui, situé un peu au SW de Seo de Urgel, au Sud du bassin précédemment décrit (Ch. Delattre, M. Waterlot, 1967 ; M. Waterlot, 1967). La série stratigraphique, essentiellement détritico, est composée de schistes, de grès, de microconglomérats et

de conglomérats. Elle admet, parfois, quelques passées de calcaires crinoïdiques et, en certains points du bassin, plus particulièrement dans la partie septentrionale, débute par des lydiennes. La puissance de la série est de l'ordre du kilomètre et ses différents caractères sont ceux d'un bassin paralytique.

Aucun fossile déterminable n'a été découvert et, ici encore, seuls des arguments géométriques permettent de rapporter au Carbonifère anté-stéphanienn l'ensemble du bassin.

Le Carbonifère des Pyrénées catalanes françaises vient d'être étudié de manière détaillée par P. Cavet (1959) à la faveur de son travail sur le Paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre l'Andorre et le Roussillon. Les formations paléozoïques postérieures au Dévonien supérieur ne sont pas encore caractérisées paléontologiquement, mais des arguments lithologiques et géométriques lui permettent de les rattacher au Dinantien.

La série débute par des calcaires gris noduleux recélant des lits de lydiennes et quelques nodules phosphatés que P. Cavet rattache au Tournaisien supérieur et au Viséen inférieur. Au-dessus de ces séries, vient une alternance de "schistes gris ou jaunâtres plus ou moins gréseux, souvent micacés, alternant localement avec des grès, des psammites ou des micropoudingues".

Cette série contient, aux environs de Corneilla, sur la rive droite de la Têt, une "brèche polygénique à galets calcaires et débris de lydiennes". P. Cavet signale, en outre, dans cette série de faciès Culm, des niveaux à débris d'Echinodermes, indices d'influences marines nettes.

P. Cavet indique, de plus, que ni le Westphalien, ni le Stéphanienn ne sont connus dans la région qu'il a étudiée.

Dès 1949, J.M. Fontbote décrit dans les Pyrénées espagnoles, à l'Est de la principauté d'Andorre, des faits concordants avec ceux rapportés par P. Cavet sur le versant français. Le caractère de flysch d'une partie non négligeable du Carbonifère lui apparaît comme certain.

Dans le massif de Mouthoumet, le Carbonifère débute par des niveaux de lydiennes contenant des cinérites (A. Ovracht, 1960). Ces niveaux sont suivis de calcaires griottes et, au-dessus, d'une série

détritique de schistes, de grès et de conglomérats lenticulaires.

A l'aide des faits brièvement rappelés ci-dessus, nous pouvons esquisser, de manière très imprécise, les grands traits de la paléogéographie du Carbonifère pyrénéen.

Vers la fin du Dévonien, on assiste à une régression qui se traduit par une absence de sédimentation ou par la genèse de calcaires griottes frasniens ou fameniens.

Après une autre lacune, qui semble probable, du Tournaisien, la mer, revenant de l'Ouest, recouvre les divers sédiments dévoniens.

Il n'y a jamais formation de conglomérats de base, mais, parfois, genèse de lydiennes. Pendant et après ce dépôt de lydiennes, les calcaires viséens se déposent et ce, dans la partie occidentale de la chaîne, du Pays basque au niveau du méridien de Bagnères-de-Luchon.

Dans la partie orientale des Pyrénées, entre Bagnères-de-Luchon et la Méditerranée, la profondeur d'eau devait être très faible et ne permettait que la genèse de quelques niveaux calcaires au sein d'une série uniformément terrigène. Ensuite, un épandage détritique important, dont on verra par ailleurs les causes tectoniques, viendra succéder à l'Ouest, à la série calcaire dinantienne et poursuivre à l'Est la sédimentation déjà essentiellement terrigène depuis l'aurore des temps carbonifères.

Il est souvent possible de rattacher les formations dues à cet épandage au Namurien et au Westphalien, soit paléontologiquement, soit à l'aide de critères géométriques. Ici encore, seules quelques zones échapperont à ces dispositions générales.

Les formations carbonifères anté-stéphaniennes vont avoir, dès lors, une histoire assez homogène du Pays basque au Pays catalan.

Les grandes pulsations terminales de l'orogénèse hercynienne plieront l'ensemble de ces sédiments paléozoïques associés aux formations antérieures en une chaîne imposante dont l'érosion, immédiate, donnera un ensemble de formations molassiques toujours discordantes.

Les affleurements actuels de ces dépôts sont restreints: ils se répartissent de façon plus ou moins continue (lacune d'érosion anté-jurassique ou lacune de sédimentation) à la périphérie des

massifs hercyniens (chaîne axiale et massifs satellites) et ne recouvrent par conséquent pas les aires sur lesquelles ils se sont primitivement accumulés. Les effets de l'érosion récente joints aux effets de la tectonique pyrénéenne dont ils sont une conséquence, augmentent la difficulté des reconstitutions paléogéographiques.

Quoi qu'il en soit, il est possible, grâce à la relativement bonne exposition des affleurements, en particulier dans le revers méridional de la zone axiale, d'établir une stratigraphie de ces formations post-orogéniques.

6) Les formations post-orogéniques (P. Roger)

On sait que les termes les plus anciens connus de cette molasse post-hercynienne dont datés, à Aguiró (M. Dalloni, 1930) du Westphalien supérieur. Ce sont des conglomérats et des schistes noirs à plantes dont les affleurements sont très limités : aussi a-t-on coutume de ne distinguer, au sein de cet ensemble détritique post-orogénique, que deux grands groupes de formations :

- les formations stéphaniennes, d'une part ;
- les formations permo-triasiques, d'autre part ("grès rouge" des géologues pyrénéens).

En fait, les dépôts stéphaniens, lorsqu'ils existent, forment avec les dépôts permo-triasiques, une série continue : ils doivent donc être étudiés simultanément.

La stratigraphie de l'ensemble ainsi défini, relativement vague chez les anciens auteurs (L. Mallada, 1878 ; J. Caralp, 1903 ; J. Roussel, 1904), a été précisée au cours de ces dernières années dans différents secteurs des Pyrénées par divers chercheurs, parmi lesquels on peut citer : P. Lamare (1936), C. Virgili (1958), R. Mirouse (1959 et 1962), G.J. Van der Lingen (1960), P. Roger (1965), P. Mey et al. (1968), C. Lucas (1968). Les divisions stratigraphiques sont fondées essentiellement sur des critères lithologiques (description précise des lithofaciès) et sédimentologiques (mise en évidence des discontinuités sédimentaires de divers ordres). Par ailleurs, la révision des flores, la découverte d'autres gisements et l'utilisation de la méthode des datations absolues ont fourni de précieux repères chronologiques indispensables pour les corrélations.

Cette analyse a conduit les auteurs à définir pour chaque région étudiée un certain nombre de

formations et de séries dont les limites ne correspondent pas généralement à des limites d'étage, mais qui sont, par contre, le plus souvent aisément repérables sur le terrain. Nous n'entendons pas ici entrer dans le détail des différentes monographies régionales. Seuls seront notés les traits généraux les plus caractéristiques de la succession, elle-même résumée sous forme d'une colonne stratigraphique synthétique (fig. 3). Enfin, un tableau proposera les corrélations possibles entre les nombreuses formations décrites dans la littérature (fig. 3).

Il apparaît ainsi que ces formations peuvent être regroupées au sein de deux grands ensembles, un ensemble inférieur et un ensemble supérieur, nettement distincts du point de vue de leur constitution lithologique et séparés par une discontinuité sédimentaire de premier ordre (générale) qui correspond à une discordance de ravinement et qui, en aucun cas, ne peut avoir la valeur d'une discordance angulaire.

ENSEMBLE INFÉRIEUR.

Il est constitué de dépôts à caractères limniques généralement ordonnés en cyclothème ou en rythmes (alternances conglomérats, grès le plus souvent arkosiques, schistes gris ou noirs renfermant des concrétions de sidérite, et plus ou moins anthracifères) dans lesquels s'intercalent des venues volcaniques, particulièrement développées à la base du système en Aragon et Catalogne occidentale ainsi que dans la région du Col du Pourtalet (Pic Anayet, Pic du Midi, d'Ossau). En dehors des couches d'Aguiró, les schistes charbonneux et les tufs volcaniques intercalés ont livré, on le sait, une flore allant du Stéphanien inférieur à l'Autunien dans les Pyrénées catalanes [flore d'Erill Castell, de Gramos, de Baro, de San Juan de las Abadessas décrites par M. Dalloni (1913 et 1930)], une flore du Stéphanien supérieur dans le Haut Gallegó (communication de C. Heddebaut, d'après les déterminations de P. Corsin), une flore du Stéphanien moyen et supérieur à la Rhune et au Pic d'Ibantelly (R. Zeiller, 1895 ; J. Doubinger et M. Mouline, 1961).

L'ensemble de ces formations, à faciès "houiller", passe généralement, par l'intermédiaire de couches de transition versicolores, à des couches franchement rouges, de faciès type "saxonien", contenant des termes lithologiques variés : brèches polygéniques, grès grossiers à fins, arkosiques, pélites rutilantes, calcaires ou dolomies en bancs centimétriques à décimétriques et en nodules, filon-couches de roches volcaniques.

Les méthodes de datation absolue ont donné pour les roches volcaniques, au niveau de la formation de Campo de Troya (Haut Gallegó) un âge stéphanien supérieur. Celles qui affleurent sous forme de filon-couche dans la formation du Pic Baralet ont été datées du Permien (F. Leutwein, C.R.P.G., Nancy, comm. pers.). La masse volcanique principale, de type andésitique dans cette région du Pic du Midi d'Ossau, se serait donc mise en place à une époque plus ancienne que celle qui était jusqu'ici admise.

ENSEMBLE SUPÉRIEUR.

De caractère nettement transgressif, il peut reposer sur n'importe quelle formation de l'ensemble inférieur ou directement sur le socle hereynien.

Il débute le plus souvent par un conglomérat plus ou moins épais et plus ou moins polygénique, mais sans relation directe avec le substratum, surmonté par une série où alternent de façon rythmique, parfois sur plusieurs centaines de mètres, des grès

et des pélites rouges. La base de certaines séquences peut être ravinante sur une ou plusieurs séquences précédemment déposées. Ces discontinuités sont de tous ordres de grandeur : en Aragon et Catalogne occidentale, une discontinuité de deuxième ordre peut être suivie sur plusieurs dizaines de km dans la direction Est-Ouest et permet de distinguer deux séries dans cet ensemble supérieur : une série que nous avons appelée intermédiaire et une série supérieure. La base de cette série supérieure est généralement occupée par un conglomérat quartzeux (dragées de quartz blanc laiteux) de teinte claire (gris blanc à gris vert ou blanc rosé) auquel font suite de nouveaux grès et pélites, également organisés en rythmes. Le tout est couronné par des dépôts lagunaires (argiles à pseudomorphes de sel en Pays basque, gypse et cargneules en Aragon et Catalogne) qui pourraient correspondre à "l'Anhydritgrup" du Trias germanique tandis que les Equisétales rencontrées généralement à la base de la série supérieure (flore de Guils) permettraient de ranger l'ensemble supérieur, au moins en partie, dans le "Buntsandstein". Le lithofaciès par ailleurs évoque celui des grès vosgiens et des grès bigarrés.

II. — PROBLEMES TECTONIQUES DES PYRENEES DU PALEOZOIQUE

par M. CLIN, J. MULLER et P. ROGER

La question essentielle qui est actuellement posée est celle de distinguer les traits architecturaux issus de l'orogénèse hereynienne des déformations imprimées au matériel paléozoïque par les mouvements pyrénéens. La discussion relative aux segments précambriens incorporés dans les chaînes plus récentes, remarquablement traitée par G. Guitard, ne sera pas abordée ici.

Aux événements hereyniens peut être rapportée une *compartimentation* initiale de l'ensemble actuellement connu dans le cadre de la zone primaire axiale : esquissée dans la paléogéographie dès le Dévonien (R. Mirouse, 1962 ; P. Mey, 1967), cette compartimentation trouve son accomplissement dans la naissance de certaines discontinuités tectoniques qui nous apparaissent aujourd'hui sous la forme d'accidents cassants (M. Clin, 1959). L'organisation en compartiments, dans la mesure où celle-ci peut être reconstituée localement à partir des critères que nous exposerons plus bas, n'apparaît pas géométriquement indépendante des constructions métamorphiques et plutoniques de l'orogénèse hereynienne, que ces dernières soient antérieures.

contemporaines ou postérieures aux déformations majeures.

Si, pour mieux cerner le détail des mécanismes, nous analysons les figures de diverses dimensions qui marquent la déformation du matériel paléozoïque, nous serons conduits à envisager, pour la commodité de l'exposé, successivement la géométrie du matériel sédimentaire, celle des culminations métamorphiques et celle des massifs plutoniques. Nous examinerons ensuite les problèmes liés au repérage chronologique des déformations par rapport aux événements inscrits dans la sédimentation et fixés par la stratigraphie.

1) Déformation du matériel sédimentaire

Les Pyrénées du Paléozoïque sont, par excellence, le domaine des déformations souples superposées, qui apparaissent dans le matériel sédimentaire sous la forme de plis, accompagnés ou non du développement de clivages schisteux. Ceux-ci sont particulièrement marqués dans les formations pélitiques et les massifs ardoisiers épimétamor-

phiques, mais peuvent affecter d'autres roches. Fréquents sont les galets présentant un clivage schisteux, inclus dans des poudingues post-hercyniens non schisteux (H.J. Zwart et P. Mey, 1965). Mais divers domaines du Paléozoïque sont aussi affectés de déformations souples synschisteuses d'âge post-hercynien.

Un schéma des événements successifs a été proposé par les géologues de l'École de Leyden (travaux de H.J. Zwart, D. Boschma, W.F.J. Kleinsmiede, P. Mey, J. Zandvliet, J. Hartvelt). Ce schéma amène à concevoir une succession d'épisodes, assez improprement dénommés "phases", qui sont caractérisés, d'une part, par le style et l'orientation des plis qui s'y sont produits, d'autre part, par l'existence, le cas échéant, et par la disposition des clivages schisteux associés. On peut y rapporter les phénomènes métamorphiques et plutoniques. Plusieurs clivages schisteux d'orientation distincte peuvent être enregistrés successivement, et leur superposition donne d'utiles indications chronologiques et cinématiques (J. Muller, 1967 ; C. Majesté-Menjoulas, 1968, 1970).

Ramenée à l'essentiel, et confrontée avec les observations d'autres auteurs, cette succession serait la suivante :

1) Formation de grands plis anticlinaux et synclinaux sans schistosité, d'amplitude (rayon) kilométrique. Ces plis sont particulièrement reconnaissables s'ils ont, comme il est fréquent, une orientation transverse par rapport aux structures suivantes alignées sur l'orientation actuelle de la Zone primaire axiale. Dans certains cas, ce sont des plis initiaux orientés Est-Ouest qui ont subi, dès avant l'épisode suivant, des remaniements encore décelables : inflexions ou ennoyages axiaux par exemple (Hartvelt, 1970).

2) Formation de plis d'amplitude hectométrique, généralement accompagnés d'une schistosité de plan axial, de direction générale Est-Ouest. Les structures ainsi formées sont observables partout et correspondent à la déformation apparaissant comme la plus vigoureuse : c'est la "phase principale".

Les deux familles de plis apparaissent clairement dans certaines cartographies détaillées (P. Mey, 1967 ; J. Muller, inéd.), sous la forme de figures évoquant des "arbres de Noël". Comme les structures nouvelles se superposent à celles de la première déformation, les axes des nouveaux plis et les intersections (linéations) entre stratification et schistosité sont contenus dans le plan de schisto-

sité. Leur direction et surtout leur plongement varient ainsi d'un endroit à l'autre, selon que l'on se trouve sur les flancs ou sur la voûte des plis de la première déformation.

Le plan de clivage schisteux, généralement redressé sur le versant Nord, s'incline progressivement pour prendre un pendage de l'ordre de 25 à 40° Nord, sur le versant Sud, au moins dans la région centrale de la chaîne. Un cortège de plis secondaires, d'amplitude limitée (décamétrique ou inférieure) se superpose souvent aux plis hectométriques.

Rappelons que G. Guitard (1960, 1962, 1970) a montré, au niveau des déformations hercyniennes dans le massif du Canigou, l'existence de plis précoces et de plus tardifs relativement au développement d'une schistosité principale correspondant au maximum de déformation.

Les plis synschisteux dans les gneiss sont orientés en moyenne suivant une direction qui oscille entre NE-SW et ENE-WSW. Dans les terrains de l'enveloppe paléozoïque peu métamorphique, on observe une grande variabilité de l'orientation des axes des plis principaux, mais toujours en accord avec la schistosité principale.

3) D'une façon plus locale, on rapporte à un épisode hercynien ultérieur des déformations, plissements accompagnés de schistosité, qui apparaissent, au Nord comme au Sud, avec des orientations habituellement obliques à transverses sur celle de la phase principale. La schistosité prend souvent ici des caractères particuliers (clivages de fracture, éréulation, knicking).

4) Une dernière déformation, orientée elle aussi Est-Ouest, peut apparaître dans certaines parties du versant méridional de la Zone primaire axiale, aux approches du revêtement mésozoïque. L'attribution à l'orogénèse hercynienne de cette déformation, dont la schistosité a la même orientation que celle qui affecte couramment le matériel post-paléozoïque, a été contestée (M. Mattauer et M. Séguret, 1966).

Ainsi se trouve posé le problème de l'identification de structures relevant de l'orogénèse pyrénéenne dans le matériel paléozoïque : si les relations déduites des rapports géométriques des plis et de leurs schistosités de plan axial peuvent conduire à des déductions de chronologie relative, et si certains repères géométriques, tels que contours de la transgression cénomaniennne, intersection par les

corps plutoniques ou volcaniques, peuvent permettre de rapporter ces chronologies à l'orogénèse hercynienne, il est d'autres cas où les relations entre les terrains paléozoïques et leur revêtement conduisent à concevoir lors des mouvements pyrénéens, soit un rejet des premiers à la faveur de schistosités pré-existantes, soit un jeu à la faveur de nouvelles schistosités (P. Roger, 1965 ; M. Clin, C. Heddebaut, J. Muller et P. Roger, 1967). Encore de nombreuses structures échappent-elles aux moyens de datation actuellement à notre disposition.

2) Tectonique des culminations métamorphiques

La structure des régions anticlinales, telles le massif du Canigou ou celui de l'Aston-Hospitalet, où se manifeste un métamorphisme méso à catazonal, est, selon H.J. Zwart (1968), caractérisée par le parallélisme de la schistosité et de la stratification, et par l'attitude peu inclinée, voire horizontale, de la schistosité. La nappe des gneiss du Canigou réalise même, pendant le paroxysme de l'orogénèse hercynienne, un style pennique typique (G. Guillard). Ce contraste très net avec les roches peu métamorphiques conduit à distinguer deux entités fondamentalement différentes, l'infrastructure et la suprastructure. Les caractères tectoniques de la suprastructure sont ceux que nous avons rappelés ci-dessus.

Deux propositions fondamentales rendent compte des phénomènes tectoniques qui se sont exercés dans l'infrastructure :

1° la limite entre l'infra et la suprastructure recoupe obliquement la stratigraphie, localement et régionalement ; le front de métamorphisme s'élève par rapport à la stratigraphie lorsqu'on va d'Est en Ouest ;

2° il n'y a pas de discordance entre le Dévonien inférieur, horizon le plus élevé localement de l'infrastructure, et le Carbonifère : les deux domaines, infra et suprastructure, se sont donc individualisés pendant l'orogénèse hercynienne.

Les déformations dans l'infrastructure s'expriment par des plis de différents styles et ordres de grandeur, soulignés par des surfaces de schistosités (ou foliation) accompagnés de linéations définies notamment par la disposition de minéraux de métamorphisme, dont la genèse apparaît comme chronologiquement liée à ces déformations. Outre la phase principale, correspondant à celle qui est

développée dans la suprastructure, mais dont la surface de schistosité est ici très plate, trois épisodes, ou phases, de déformation et de néogénèse cristalline, séparés par des périodes d'inactivité tectonique, ont été proposés par l'école hollandaise. Chacun d'entre eux est caractérisé par l'attitude du plan axial et la direction des axes de plis, qui sont remarquablement constants sur une grande partie de la chaîne. Des structures préexistantes peuvent être réutilisées. Les directions successives sont, dans la partie centrale de la zone axiale : direction Nord-Sud, et dans cette phase par exemple, le plan de schistosité de la phase précédente (phase principale) peut être réutilisé comme plan de glissement laminaire de mouvements causant la rotation autour d'axes Nord-Sud de nombreux porphyroblastes ; directions conjuguées, Nord-Est, Sud-Ouest et Nord-Ouest, Sud-Est ; direction Ouest-Est. Les deux derniers épisodes n'ont pas produit de nouvelles schistosités parfaites, mais sont habituellement accompagnés de crénulation ou de "strain-slip cleavage". Les cristallisations se sont poursuivies durant ces phases.

Dans l'Ouest de la Zone primaire axiale, affleurent principalement les terrains dévono-carbonifères, tandis que dans l'Est se développent les formations antésiluriennes. Or, le domaine d'infrastructure monte au Lac Bleu (massif du Pic du Midi de Bigorre) jusqu'au Dévonien ; il se limite sensiblement au Silurien dans le Dôme de la Garonne et n'atteint dans les Pyrénées orientales que des niveaux relativement bas dans les séries antésiluriennes. Ainsi, à l'ennoyage structural d'Est en Ouest, s'oppose une élévation stratigraphique du front de métamorphisme.

3) Incidence du plutonisme

De même que pour le front de métamorphisme, on peut situer, d'Est en Ouest, le contact avec les terrains encaissants des massifs granodioritiques à des niveaux stratigraphiques de plus en plus élevés (M. Clin, 1962). Dans le massif de Cauterets, par exemple, le Carbonifère est atteint au niveau de la série de Sia, rencontrée plissée avec le Dévonien moyen et supérieur, au sein des enclaves enallogènes. Le pluton est post-tectonique.

Le contact est, sauf exception, celui de massifs à bords circonserits. Là où la constitution interne des massifs est connue de façon précise, il semble que l'on ne retrouve pas, sauf dans le cas du massif du Lys-Caillouas, de liaison directe entre la

nature des constituants cristallins et les roches sédimentaires préexistantes supposées.

L'École hollandaise propose de rapporter la formation des massifs de granodiorite à un épisode postérieur à la phase principale (selon H.J. Zwart, 1968, phase n° 4, ci-dessus). Effectivement, des plis locaux replissant la schistosité principale sont visibles à l'approche des massifs, et des filons dioritiques ou de porphyres dioritiques recoupent ces plis sans déviation (synclinal de Valibierne, P. Mey, 1967). Mais on doit noter qu'il existe aussi des localités où des corps et filons de nature comparable sont remaniés par le développement de schistosités ultérieures (peut-être pyrénéennes).

Une mention particulière mérite d'être faite des masses carbonatées sans organisation stratiforme, grossièrement recristallisées et en position sécante sur la stratification, que l'on rencontre au voisinage des massifs de granodiorite, au Pic d'Enfer dans le Haut Gallegó (où ces masses sont recoupées par des filons andésitiques non déformés) ainsi qu'au Vignemale (versant Haut Ara). Toujours au voisinage existent des horizons calcaires dévoniens. On peut, en raison de leurs relations géométriques avec les massifs plutoniques, interpréter la mobilité dont elles témoignent comme liée à l'activité ou à la réactivation de ces derniers. En de nombreuses localités de la Zone primaire axiale, on peut d'ailleurs observer, bien que de façon moins spectaculaire, de telles figures de flux dans les carbonates, fort utiles à la reconstitution des déformations (M. Clin, 1959, 1962 ; M. Clin et J. Bezancon, 1965 ; P. Mey, 1967).

4) Données de chronologie stratigraphique

Quel est l'âge des mouvements paroxysmaux, et existe-t-il même une discordance majeure qui en témoigne ? Plusieurs auteurs (M. Dalloni, M. Clin) avaient cru pouvoir affirmer l'existence, au moins locale, d'une discordance angulaire à la base des grès à plantes du Westphalien. Des études de terrain minutieuses, l'apport capital de la paléontologie, ont infirmé ces vues (M. Waterlot, 1967 ; S. Krylatov et D. Stoppel, 1969). Une telle disposition discordante existe pourtant bien localement, dans le Haut Gallegó, à la Pointe Zarre, où la série de Sia est en position discordante sur des horizons pélitiques et carbonatés dévoniens, le tout étant d'ailleurs complètement renversé.

P. Roger (1965 et obs. inéd.) s'est attaché à l'analyse méticuleuse des relations stratigraphiques et structurales existant au sein des sédiments

détritiques "permo-triasiques" (cf. supra). La seule discordance angulaire généralisée apparaît sous le Stéphanien (localement à Aguiró, à la base du Westphalien supérieur). Encore les éléments de datation ne sont-ils pas fréquents. Des éléments paléobotaniques nouveaux, du Stéphanien supérieur ont été découverts au Sud du col du Pourtalet (C. Heddebaut et al., inéd.), qui concordent par ailleurs remarquablement avec les données de la datation absolue.

5) Enoncé de quelques problèmes

On conçoit, d'après tout ce qui précède, combien délicate peut être l'attribution précise d'un âge aux différents événements, plissements, formation de clivages schisteux, néogènes métamorphiques, activations ou réactivations dans le domaine plutonique, ce dernier n'étant d'ailleurs pas encore entièrement reconnu. En effet, il y a de façon générale parallélisme entre les axes de plis et plans de schistosité de la phase hercynienne majeure, d'une part, et ceux de la déformation pyrénéenne, d'autre part : plans axiaux redressés (sauf dans la région complexe des chevauchements tertiaires du versant Sud), orientés Est-Ouest. Qui plus est, des formations d'un grand intérêt stratigraphique, comme le Carbonifère d'Escarra, par exemple, se trouvent, sans être elles-mêmes porteuses de clivage schisteux, séparer un tréfonds schisteux hercynien d'un revêtement discordant pyrénéen, lui aussi porteur de schistosité.

Du côté des massifs de granodiorite, les contacts sécants en grand, n'ont pas encore révélé dans le détail, de relations géométriques indubitables permettant plus qu'une chronologie relative locale.

Il semble que pour répondre aux interrogations précédentes, de précieuses indications pourraient être recherchées dans la cartographie systématique des schistosités au voisinage des points de discordance anté-stéphanienne, sièges de clivages schisteux pyrénéens ou ayant joué au pyrénéen : les clivages antérieurs orientés transversalement ne manqueraient pas d'apparaître.

Un autre guide, moins rigoureux, mais sans doute à ne pas négliger, pourrait être fourni par l'étude exhaustive des relations géométriques d'ordre régional qui ont manifestement existé dans les mécanismes des phénomènes successifs évoqués ci-dessus : dans les régions les mieux connues, on constate, malgré les plissements ultérieurs, une

liaison frappante jusque dans le détail, entre la paléogéographie et la disposition des corps pluto-niques (R. Mirouse, 1962). Des lignes directrices, évidentes à la lecture des cartes d'ensemble, obéissent aux orientations Est-Ouest, Nord-Sud, etc..., évoquées précédemment. Tel est le cas pour les paléogéographies dévoniennes, la forme polygonale de certains massifs de granodiorite (Néouvielle, Bassiès), ou encore pour l'ennoyage Ouest brutal, à partir de la ligne méridienne de la vallée de la Pique, de l'ensemble dévono-carbonifère. L'existence précoce et poursuivie, de ces lignes directrices, suggère une physionomie des Pyrénées hercyniennes qui ne s'organiserait pas forcément autour d'une direction générale Est-Ouest, comme l'actuelle Zone primaire axiale.

Un trait structural qui pourrait ainsi utilement être soumis à l'analyse est celui de l'organisation en tronçons Nord-Sud et Est-Ouest des plis majeurs dans les Pyrénées d'Aspe et d'Ossau, ainsi que dans

le Haut Gallegó et la Haute Ara : en plus d'un secteur, les plis Nord-Sud sont déversés à l'Ouest (Pic des Trois Hommes, Artouste, Aratille) sans que les conditions locales ou les données de l'analyse permettent encore de rapporter les mouvements correspondants à l'une ou l'autre des phases transverses.

C'est donc vers l'analyse cartographique méticuleuse, en même temps que généralisée, que doivent s'orienter les recherches ayant pour ambition de reconstituer la maquette géométrique, chronologique et cinématique des Pyrénées hercyniennes.

Cette analyse est indissociable de celle des Pyrénées tertiaires, dont les déformations, superposées à celles qui nous occupent, les travestissent dans une large mesure. Les mêmes méthodes sont malheureusement nécessaires, et il faudra encore beaucoup de temps pour récolter les certitudes auxquelles nous aspirons.

III. — APERÇU SUR L'ÉVOLUTION POST-HERCYNIENNE DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

par R. MIROUSE

A l'issue de l'orogénèse hercynienne et des phénomènes actifs de glyptogénèse qui la suivirent, le domaine pyrénéen a été, au long des temps secondaires, le siège d'événements sédimentaires que l'on ne peut encore qu'imparfaitement reconstituer, puisqu'une partie des dépôts témoins a été enlevée par l'érosion qui a suivi les soulèvements ultérieurs de la Chaîne. Cette longue histoire sédimentaire n'a été ni monotone, ni uniforme : l'architecture hercynienne des Pyrénées a très largement influencé son déroulement ; en particulier, s'y est manifestée l'empreinte des directions dominantes, Est-Ouest ou subméridiennes, des principaux accidents caractérisant la Chaîne varisque.

Ainsi en est-il au Jurassique où l'histoire du domaine pyrénéen — et aussi du domaine aquitain voisin — est régie par de larges mouvements relatifs de vastes blocs définis par fractures méridiennes ou orthogonales, engendrant les subsidences et ouvrant ainsi la voie aux influences atlantiques ou mésogéennes. L'enfoncement des bassins sédimentaires (où domine alors une sédimentation calme, essentiellement en phase carbonatée), la séparation d'éléments amygdalaires du " socle " hercynien, traduisent, semble-t-il, une évolution dynamique dans

le sens d'une distension affectant l'ensemble de ces régions (J. Delfaud, 1969).

Avec le Crétacé, on assiste à l'apparition et à la succession de mouvements de caractéristiques et d'intensité diverses. Il s'agit d'abord de mouvements essentiellement verticaux conduisant entre autres choses, à l'orée du Crétacé supérieur, à l'individualisation de sillons marginaux activement subsidents, de cordillères en évolution rapide et à des transgressions ou régressions dans lesquels les phénomènes épirogéniques jouent un rôle déterminant (P. Souquet, 1967). Il est clair que, dans cette évolution, la présence et la réactivation du système des fractures hercyniennes, et en particulier des fractures Est-Ouest, a tenu une place déterminante.

C'est à la fin du Crétacé, et surtout au cours de l'Eocène supérieur, que se produisent les plissements pyrénéens proprement dits, en relation avec des phases de compression de l'ensemble. Le comportement du bâti hercynien, à cette période, est d'analyse parfois délicate mais extrêmement intéressante. Bien loin d'avoir été alors réduit au rôle de " socle rigide ", " induré " une fois pour toutes,

l'édifice varisque a en effet réagi de façon très variée aux sollicitations de la tectonique alpine (M. Mattauer, 1968).

Bien entendu, de vastes ensembles cristallins ou métamorphiques ont incontestablement, à cette époque, subi la tectonique cassante des "socles" et ceci fut à l'origine de la mise sur pied de la théorie de la "chaîne de fond" appliquée aux Pyrénées (M. Casteras, 1933). Bien entendu aussi, les grands accidents tectoniques "pyrénéens", tels que ceux qui délimitent sur son bord septentrional l'actuelle "Zone primaire axiale" ou ceux qui bordent un certain nombre des massifs nord-pyrénéens, se présentent souvent comme des fractures subverticales qui ne sont que d'anciennes cassures hercyniennes rajeunies.

Mais ce comportement ne présente aucun caractère de généralité. Certaines de ces cassures majeures, sous l'action du serrage tertiaire, ont évolué de façon divergente, en surfaces de chevauchement intéressant, pour certaines d'entre elles, d'importants segments de l'édifice paléozoïque. Ainsi en est-il dans la nappe de Gavarnie, le chevauchement des Eaux-chaudes, ou encore dans les chevauchements au Sud affectant la bordure méridionale de la Zone primaire axiale dans le Pays des Nogueras comme à l'Est de la vallée du Sègre (M. Seguret, 1966). Ainsi en est-il, de façon plus modeste, des chevauchements locaux affectant la bordure de certains massifs hercyniens nord-pyrénéens (Saint-Barthélemy, par exemple).

Il est, de plus, établi que le Paléozoïque, déjà plissé et schistosé sous l'effet de la tectonique hercynienne, a très bien pu, en bien des secteurs, subir des "déformations souples" pendant l'orogénèse alpine. Ceci peut déjà ressortir de l'obser-

vation des macrostructures dans certains secteurs privilégiés (partie occidentale de la Zone primaire axiale, par exemple) (R. Mirouse, 1962), mais apparaît de façon plus significative à l'analyse microtectonique. En bien des points (M. Mattauer, 1964 ; M. Mattauer et M. Seguret, 1966 ; M. Clin, C. Heddebaut, J. Muller, P. Roger, 1968), la schistosité tertiaire, plan axial de plis d'allure souple, affecte simultanément le Permo-Trias, le Crétacé et leur substrat hercynien.

Cette intime reprise alpine du matériel hercynien ne s'est d'ailleurs pas limitée à un seul type de conséquence ; l'analyse de détail peut mettre en évidence, dans ce phénomène, sinon peut-être la succession de "phases" véritablement distinctes dans le temps, comme on a pris l'habitude de l'écrire, mais tout au moins de déformations superposées de style et orientation diverses, en fonction de modifications intervenues dans l'état de contraintes au cours d'une même orogénèse.

Après cela, qui fut l'essentiel, le bâti varisque fut encore impliqué dans les surrections d'ensemble de la Chaîne, à l'Oligocène et à la fin du Miocène, par exemple. En fait, on dispose de peu de documents concernant cette évolution au travers de ces dernières péripéties de l'orogénèse pyrénéenne, et l'on évoque le plus souvent des mouvements d'ensemble, mouvements de voussure, mouvements verticaux de surrection ou d'effondrement le long des grands accidents dont nous avons déjà constaté le rôle majeur, dans l'histoire de la Chaîne : ces grands accidents, rappelons-le, étaient nés au Primaire. C'est dire, une fois encore, le rôle déterminant qu'ont joué en définitive, dans l'histoire des Pyrénées, les différentes manifestations du cycle hercynien.

* * *

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) ALASTRUE E., ALMELA A. et RIOS J.M. (1957). — Explicacion al Mapa geologico de la provincia de Huesca, escala 1/200 000, 253 p., *Instituto Geologico y Minero de España*, Madrid.
- 2) ALLAART J.H. (1953). La couverture sédimentaire septentrionale du Massif Ax-Montcalm. *Leid. geol. med. Deel*, 18, p. 254-271.
- 3) ALMELA A. et RIOS J.M. (1957). — Explicacion al Mapa geologico de la provincia de Lerida, escala 1/200.000, 193 p. *Instituto Geologico y minero de España*, Madrid.
- 4) AUTRAN A. et GUITARD G. (1955). — Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale au Sud de St-Girons (Ariège). *C.R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 969-971.
- 5) AUTRAN A., GUITARD G. et RAGUIN E. (1963). — Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- 6) AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1966). - Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales). *C.R. Ac. Sc.*, t. 263, p. 317-320.
- 7) AUTRAN A. et GUITARD G. (1969). — Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (P.O.). Liaison avec la nappe du Canigou. *C.R. Ac. Sc.*, 269 D, p. 2497-2499, 1 fig., 1 pl. (carte).
- 8) BARROIS C. (1898). — Les Goniatisites du ravin de Coularie. *Ann. Soc. géol. Nord*, p. 260-265.
- 9) BARROUQUERE G. (1968). — Données nouvelles sur le Dévonien du massif de l'Arize (Pyrénées ariégeoises). *C.R. somm. S.G.F.*, Déc. 1968.
- 10) BERTRAND L. (1966). — Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai d'une carte structurale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^{me} série, t. XI, p. 122-153, 6 fig., 1 pl.
- 11) BOSCHMA D. (1963). — Successive hercynian structures in some area of the central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, D. 28, p. 103-176, 101 fig.
- 12) BRESSON A. (1903). — Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute-Chaîne). *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XIV, n° 93, p. 1-278. 77 fig., 5 pl., 3 cartes.
- 13) CARALP J. (1888). — Etudes géologiques sur les Hauts Massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Hte Garonne, Vallée d'Aran). *Th. Sc.*, Paris, 1888. 512 p., 114 fig.
- 14) CARALP J. (1903). — Sur le système permien dans les Pyrénées françaises et espagnoles. *C.R. Ac. Sc.*, t. 137, p. 1008.
- 15) CAREZ L. (1903-1909). — La géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 6 vol. in-4°, 3892 p.
- 16) CASTERAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. *B.C.G.F.*, t. XXXVII, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl. dont une carte au 1/200 000.
- 17) CASTERAS M. (1961). — Sur le socle paléozoïque du Massif d'Igouñce (Basses-Pyrénées); découverte du Dévonien supérieur. *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 1042-1044.
- 18) CASTERAS M. et PARIS J.P. (1964). — Sur le socle paléozoïque d'Igouñce (B.P.): nouveaux affleurements. *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3791-3795.
- 19) CAVET P. (1951). — Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 232, p. 743-745.
- 20) CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. (Etude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Carte Géol. France*, n° 254, t. LV, 216 p., 36 fig., 12 pl.
- 21) CAVET P. (1958). — Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées à l'E de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, 6^e série, t. VIII, p. 853-867.
- 22) CLIN M. (1959). — Etude géologique de la Haute-Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque de Lys. *Thèse Sc. Nancy*, 324 p., 27 pl., 1 carte au 1/50.000 (exemplaire ronéotypé). Même texte B.R.G.M. (1964) n° 27.
- 23) CLIN M. (1962). — Indices d'intensité tectonique dans la zone axiale des Pyrénées centrales. *Soc. Linn. Bordeaux*, vol. 99, p. 1-12.
- 24) CLIN M. (1962). — La position structurale des ensembles granitisés dans les Pyrénées centrales et occidentales. *Actes IV^e Congr. Int. Et. Pyrenéens*, Paris, 1962, p. 33-42.
- 25) CLIN M., DE LA ROCHE H., LELONG F. et POY B. (1963). — Nouvelles observations sur le Massif granitique du Lys-Callaouas (Pyrénées centrales). *Sciences de la Terre*, t. IX, p. 149-174, 12 fig.
- 26) CLIN M. et MIROUSE R. (1963). — Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogénèse hercynienne. *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 216-218.
- 27) CLIN M. et BEZANCON J.P. (1965). — Le contact méridional du Massif granitique de Cauterets. Traits généraux et particularités structurales. *Actes Soc. innéenne de Bordeaux*, série B, n° 6, t. 102.
- 28) CLIN M., HEDDEBAUT C., MULLER J. et ROGER P. (1968). — Déformations transverses et plis couchés antéstéphanien, plis de revêtement pyrénéens dans la haute vallée du Río Gallegó (Pyrénées occidentales espagnoles). *C.R. Ac. Sc.*, t. 267, D, p. 1131-1132.
- 29) CLIN M. et MIROUSE R. (1968). — La Haute Chaîne pyrénéenne. Film cinématographique couleurs sonore optique, 440 m, C.A.V., Ecole normale Sup., Saint-Cloud.

- 30) DALLONI M. (1910). — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XIX, 444 p., 56 fig., 3 pl., 1 carte 1/200 000.
- 31) DALLONI M. (1913). — Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. France*, (4), t. XIII, p. 243-263, 1 carte au 1/300 000.
- 32) DALLONI M. (1930). — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI, fasc. III, 373 p., 65 fig., 12 pl., 2 cartes.
- 33) DAMESTOY G. (1961). — Etude de la série dévonienne de la vallée de Quintua (Basses-Pyrénées). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1961/3, p. 75-77.
- 34) DELATTRE Ch. et WATERLOT M. (1963). — Observations nouvelles sur le Carbonifère du Plan des Etangs (Hautes Pyrénées espagnoles). *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 453-454.
- 35) DELATTRE Ch. et WATERLOT M. (1967). — Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Caltellás (Pyrénées espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVII, n° 1, p. 21-30.
- 36) DELEPINE G., DUBAR G. et LAVERDIERE J.W. (1929). — Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 236-238.
- 37) DELEPINE G. (1930). — Les zones à Goniaticites du Carbonifère. *Livre jubilaire cent. Soc. géol. France*, p. 213-233.
- 38) DELEPINE G. (1935a). — Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. 1^{re} partie: Goniaticites et Crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, 5^{me} série, t. V, p. 65-75, 1 pl.
- 39) DELEPINE G. (1935b). — Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. 2^{me} partie: la faune de Mondette. *Bull. Soc. géol. France*, 5^{me} série, t. V, p. 171-189, 3 pl.
- 40) DELFAUD J. (1969). — Essais sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Th. Sc.*, Bordeaux, 6 coupes.
- 41) DERAMOND J., MANGIN A., ROUX L. et SOULA J.C. (1969). — Déformations superposées et figures d'interférence dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Ac. Sc.*, t. 269 D, p. 2309-2312, 3 fig.
- 42) DESTOMBES J.P. (1949). — Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes Pyrénées. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 138-140.
- 43) DESTOMBES J.P. (1953). — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. *C.R. 19^e Sess. Congr. géol. int. Alger*, 1952, sect. 2, fasc. 2, p. 107-129.
- 44) DESTOMBES J.P. et RAGUIN E. (1953). — Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 337.
- 45) DESTOMBES J.P. (1959). — Positions stratigraphiques des schistes à Trilobites de Cathervielle (Hte-Garonne). *Bull. Soc. Et. Sc., Angers*, NS 2/89, p. 111-113.
- 46) DESTOMBES J.P. (1960). — Le problème du Cambrien dans les Pyrénées françaises. *C.R. 21^e session Congr. Geol. Int. Copenhague*, Abstracts, p. 66.
- 47) DOUBINGER J. et MOULINE M. (1961). — Sur la flore fossile du Carbonifère de Larroun et de l'ibantelly (Basses-Pyrénées). *C.R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 3029-3031.
- 48) FONTBOTE J.M. (1949). — Nuevos datos geologicos sobre la cuenca alta del Ter. *Anales del Instituto de estudios gerundenses*, Gerona, t. IV, 57 p.
- 49) FONTEILLES M. et GUITARD G. (1964). — L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. 258, p. 4299-4302.
- 50) FONTEILLES M. et GUITARD G. (1967). — Notice explicative de la carte géologique au 1/80 000, feuille de Quillan (254), 3^{me} édition.
- 51) GUITARD G. et LAFFITTE P. (1956). — Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 2749-2752.
- 52) GUITARD G. (1970). — Le métamorphisme mésozoïque et les gneiss ocellés du massif du Canigou (P.O.). *Mém. B.R.G.M.*, n° 63.
- 53) HARTEVELT J. et ROGER P. (1968). — Quelques aspects de la topographie permo-triasique dans le Haut-Sègre et la Haute Pallaresa (Lerida, Espagne). Interprétations structurales et paléogéographiques. *C.R. somm. S.G.F.*, n° 6, p. 182-184, 2 fig.
- 54) HARTEVELT J. (1970). — Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 45, p. 167-236, 67 fig., 1 carte.
- 55) HEDDEBAUT C. (1966). — Données nouvelles sur le Silurien et le Dévonien des Pyrénées basques. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 197-200, 1 fig.
- 56) HEDDEBAUT C. (1967). — Découverte d'un Westphalien à plantes dans les Pyrénées basques françaises. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 3, p. 81.
- 57) HEDDEBAUT C. (1970). — Sur l'âge des formations paléozoïques du massif des Cinco Villas (Pays basque espagnol). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, p. 205.
- 58) KEIZER J. (1953). — La géologie de la couverture sédimentaire du Massif de l'Arize. *Leid. Geol. Med. Deel*, 18, p. 229-253, 16 fig. 1 carte au 1/50.000.
- 59) KLEINSMIEDE W.F. (1960). — Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Leid. Geol. Med. Deel*, 25, p. 129-245, 77 fig. 1 carte.
- 60) KRYLATOV S. et STOPPEL D. (1968). — Découverte du Frasnien au Pla de Lasset (près de Germ, Hautes-Pyrénées). Conséquences paléogéographiques et métallogéniques. *C.R. Ac. Sc.*, 267, D, p. 1921-1922.
- 61) KRYLATOV S. et STOPPEL D. (1969). — La série des Agudes-Cap de Pales (Zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^{me} série, t. XI, p. 484-490.

- 62) LACROIX A. (1898). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (I). Les contacts de la Haute-Ariège. *Bull. Carte géol. France*, t. X, n° 64, 66 p., 3 pl.
- 63) LACROIX A. (1906). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (II). Les contacts de la Haute Ariège, de l'Aude, des Pyrénées orientales et des Hautes Pyrénées. *Bull. Carte Géol. France*, t. XI, n° 71, 68 p., 3 pl.
- 64) LAGNY P. (1964). — Précisions sur l'âge d'une série schisto-gréseuse dévonienne de la vallée de Laxia (Basses-Pyrénées). *C.R. Soc. géol. France*, 1964/4, p. 144-145.
- 65) LAMARE P. (1936). — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XII, mém. n° 27, 462 p., 7 pl.
- 66) LAVERDIÈRE J.W. (1930). — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. X, fasc. 2, 131 p., 12 fig., 1 carte, 8 pl.
- 67) LLAC F. (1969). — Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le massif des Aspres, couverture Est du massif du Canigou (P.O.). *C.R. Ac. Sc.*, t. 268 D, p. 1694-1697.
- 68) LUCAS C. (1968). — Le grès rouge du Comminges et de la Bigorre (Pyrénées centrales). Etude géologique. *Thèse 3^{me} cycle, Toulouse*, 120 p., 23 fig., 12 pl. h.t., 1 carte.
- 69) MAJESTE-MENJOULAS C. et MIROUSE R. (1970). — Evolution d'un segment de chaîne hercynienne dans l'orogénèse alpine : le chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées Atlantiques). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 270, p. 1872-1875.
- 70) MALLADA L. (1878). — Descripción física y geologica de la provincia de Huesca. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, t. XV, 439 p., 1 carte au 1/400.000, 1 pl.
- 71) MANGIN A. (1967). — Etude géologique de la partie septentrionale du Massif du St Barthélemy (Pyrénées ariégeoises). *Th. 3^{me} cycle, Toulouse*.
- 72) MANGIN A. (1969). — Terrains dévoniens de la partie nord du massif de St Barthélemy (Ariège). *Bull. S.H.N.T.*, t. 105, p. 137-166, 2 fig.
- 73) MANGIN J.Ph. (1959). — Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen. *Bull. Soc. géol. France*, 7^{me} série, t. I, p. 16-30, 2 fig.
- 74) MATTAUER M. (1964). — Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, n° 17, p. 2891-2894.
- 75) MATTAUER M. et SEGURET M. (1966). — Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale des Pyrénées. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 10.
- 76) MATTAUER M. (1968). — Les traits structuraux essentiels de la Chaîne pyrénéenne. *Rev. géogr. Phys. Géol. dyn.*, t. X, n° 1, p. 3-11.
- 77) MEY P. (1967). — Evolution of the pyrenean basin during the late Palaeozoic. *Int. Dev. Symp. Syn. Calgary*, t. II, p. 1157-1166, 3 fig.
- 78) MEY P. (1968). — The geology of the Upper Ribagorzana and Ballera Valleys, Central Pyrenees (Spain). *Leidse Geol. Med. D.* 41, p. 143-220.
- 79) MEY P. (1968). — The geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees (Spain). *Leidse Geol. Med. D.* 41, p. 229-292, 57 fig.
- 80) MEY P. et al. (1968). — Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 41, p. 221-228.
- 81) MIROUSE R. (1959). — Sur le "grès rouge" des hautes vallées du Gave d'Aspe et de l'Aragon subordonné. *C.R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2361-2363.
- 82) MIROUSE R. (1962). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées. *Mém. Carte Géol.*, 1966, 451 p., 122 fig., 16 pl., 3 pl. dépl.
- 83) MIROUSE R. (1965). — Paléogéographie dévonienne de l'extrémité occidentale du Bâti axial pyrénéen. *Not. y Com. Inst. Geol. Min Esp.*, n° 80, p. 121-136, 2 fig.
- 84) MIROUSE R. (1967). — Le Dévonien des Pyrénées occidentales et Centrales. *Int. Symp. Dev. Syst. Calgary* (Canada), t. I, p. 153-170, 1 carte.
- 85) MISCH P. (1934-1948). — Estructura tectonica de la region centrale de Los Pirineos. *Publicaciones extranjerias sobre Geologia de España*, t. IV, Madrid, 1948, 178 p., 51 fig., 6 pl.
- 86) MULLER J. (1967). — Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 265, D., n° 5, p. 400-402.
- 87) NAGTERGAAL P.J.C. (1969). — Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the south-Central Pyrenees (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 42, p. 143-238.
- 88) OVTRACHT A. et FOURNIE L. (1956). — Signification paléogéographique des Griottes dévoniennes de la France méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^{me} série, t. VI, p. 71-80.
- 89) OVTRACHT A. (1960). — Paléogéographie du Massif primaire de Mouthoumet (France). *C.R. 21^{me} Ses. Congr. Géol. Int. Copenhague*, part XII, p. 56-64, 6 fig.
- 90) OVTRACHT A. (1967). — Le Dévonien du domaine N. Pyrénéen oriental. *Int. Symp. Dev. Calgary* (Canada), vol. II, p. 27-35.
- 91) RAGUIN E. (1938). — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, 5^{me} sér., t. VIII, p. 11-36, 1 pl. h.t.
- 92) RAGUIN E. (1964). — Les problèmes du massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, t. VI, p. 69-86.

- 93) ROBERTI K.J. (1970). — Hercynian gravity folding with area of the Flamidell and Mananet valleys, South-Central Pyrenees, province of Lerida (Spain). *Leidse geol. Meded.*, in press.
- 94) ROGER Ph. (1965). — Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras, entre l'Esera et l'Isabena (Huesca, Espagne). *Actes Soc. Linnéenne Bordeaux*, t. 102, série 3, n° 5, 27 p., 1 carte 1/20.000.
- 95) ROUSSEL J. (1904). — Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte géol. Fr.*, XV, (97).
- 96) SCHMIDT H. (1931). — Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Gött.*, III H, 5, 85 p., 21 fig., 2 pl.
- 97) SCHMIDT H. (1943). — El Paleozoico en el Pirineo español. *Publicaciones alemanas sobre Geología de España*, t. 2, p. 101-201.
- 98) SCHMIDT H. (1951). — Nuevas faunas namurienses de los Pirineos occidentales de España. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, t. VI, n° 32, 23 p., 4 fig. 2 pl.
- 99) SECURET M. (1966). — Sur les charriages de la zone des Nogueras (versant sud des Pyrénées centrales). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 17.
- 100) SECURET M. et VERGELY P. (1969). — Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter (versant sud des Pyrénées orientales). *C.R. Ac. Sc.*, 268 D, p. 1702-1705.
- 101) SITTE L.U. DE (1950). — El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, t. V, p. 7-39, 9 fig.
- 102) SITTE L.U. DE (1953). — Note préliminaire sur la Géologie du Val d'Aran. *Leidse Geol. Med.*, Deel 18, p. 272-280, 2 fig.
- 103) SITTE L.U. DE et ZWART H.J. (1953). — Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires : Alpes, Pyrénées et Haut Atlas. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 62, fasc. 1.
- 104) SITTE L.U. DE (1957). — Corte geológico a través de los Pirineos centrales. *Notas y comunicaciones Inst Geol. y min de España*, n° 46, 33 p., 16 fig.
- 105) SITTE L.U. DE (1959). — The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lerida. *Estudios geológicos*, vol. XV, p. 349-369, 4 coupes, 1 carte au 1/200.000.
- 106) SITTE L.U. DE et ZWART H.J. (1961). — Excursion to the Central Pyrenees, Sept. 1959. *Leidse Geol. Med.*, D 26, p. 1-49, 16 fig. 1 carte au 1/200 000.
- 107) SITTE L.U. DE (1962). — The structure of the southern slope of the cantabrian Mountains : explanation of a geological map with section, scale 1/100.000, *Leidse Geol. Med.*, Deel 26, p. 255-264.
- 108) SITTE L.U. DE (1965). — I Pirinei. *Mem. Geol. Pal. Univ. Ferrara*, vol. I, fasc. III, n° 8, p. 199-209.
- 109) SITTE L.U. DE (1965). — Hercynian and alpine orogenesis in northern Spain. *Geol. Mijnb.*, 44, p. 373-383.
- 110) SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1958). — Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées orientales (France et Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 6^{me} série, t. VIII, p. 805-978, 22 fig.
- 111) SOLE SABARIS L., FONTBOTE J.M., MASACH V. et VIRGILI C. (1956). — Elementos estructurales de la Zona axial en el alto Ribagorzana. 2^o Congr. Int. Et. Pyr., Luchon-Pau, t. 2, section I, p. 171-183, 1 coupe.
- 112) SOUQUET P. (1967). — Le Crétacé sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Th. Sc.*, Toulouse, Ed. Privat, 529 p., 29 pl.
- 113) VAN DER LINGEN G.J. (1960). — Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca Province. *Estudios geológicos*, t. 16, n° 4, p. 205-242, 48 fig., 3 pl., 1 carte.
- 114) VAN LANDEWIJK J.F. (1960). — Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrenees). *Estudios geológicos*, t. 16, n° 1, p. 25-53, 1 fig., 1 dépl. h.t.
- 115) VIRGILI C. (1958). — El Triasico de los Catalanides. *Boletín del Instituto geológico y minero de España*, t. LXIX, Madrid.
- 116) VIRGILI C. (1960). — The sedimentation of permotriassic formations in the Pyrenees. *C.R. 21^o session Congr. geol. Int. Copenhague*, vol. of abstract, p. 51.
- 117) WATERLOT G. (1944). — Sur l'extension au Pays basque de la grande faune graptolitique de Sardaigne. *Bull. serv. carte géol. France*, t. 45, n° 216, p. 255-264.
- 118) WATERLOT G. (1948). — La faune graptolitique spéciale à la mésogée occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 226, p. 681-683.
- 119) WATERLOT M. (1961). — Contribution à l'étude de la série stratigraphique gothlandienne et anté-gothlandienne de la vallée du rio Esera (province de Huesca, Espagne). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 73-78, 1 pl.
- 120) WATERLOT M. (1963). — Notre préliminaire à l'étude géologique du synclinerium carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 137-140.
- 121) WATERLOT M. (1967). — Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. *Th. Sc.*, Lille, 380 p., 10 pl., 4 cartes. Même texte, 1969, *Memorias del Instituto geológico y minero de España*, t. LXX.
- 122) WENNEKERS J.H.N. (1968). — The geology of the Esera valley and the Lys-Callaouas Massif, Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Med.*, Deel 41, p. 221-267.
- 123) WENSINK R. (1961). — Paleozoic of the Gallegó and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees. *Estudios Geológicos*, vol. XVIII, p. 1-74, cartes h.t.

- 124) WENSINK R. (1962). — Paleozoic of the Upper Gallegó and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees. *Estudios Geológicos*, vol. XVIII, p. 1-74, 34 fig., 6 tabl., 7 pl., 4 cartes.
- 125) ZANDVLIET J. (1960). — The Geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France-Spain. *Leid. Geol. Med.*, Deel 25, p. 1-127, 46 fig.
- 126) ZEILLER R. (1895). — Note sur la flore du gisement houiller de la Rhune et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^{me} série, 23, p. 482-489, Pl. CLXIV-CLXV.
- 127) ZIEGLER W. (1959). — Conodontens aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur Bretonischen Faltung. *N. Jb. Geol. Pal. Mnh.*, H 7, p. 289-336.
- 128) ZWART H.J. (1953). — La géologie du massif du Saint-Barthélemy. *Leid. Geol. Med.*, Deel 18, p. 1-228, 32 fig., 1 carte au 1/35 000.
- 129) ZWART H.J. (1960). — Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees, and their chronological succession. *Geol. Mijnb.*, 22/39, p. 163-180.
- 130) ZWART H.J. (1963). — The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau. Dtsch.*, t. 53, n° 1, p. 170-205, 27 fig., 1 carte dépl. h.t.
- 131) ZWART H.J. et MEY P.H.W. (1965). — Quelques remarques sur la schistosité et la zone des Nogueras dans les Pyrénées. *C.R. Soc. géol. France*, n° 3, p. 107-108, 1 fig.
- 132) ZWART H.J. (1965). — Geological Map of the Central Pyrenees ; sheet 6. *Leid. Geol. Med.*, 33, p. 191-254.

Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne

par J. AUBOUIN (*), M. BONNEAU (*), P. CELET (**), J. CHARVET (**), B. CLÉMENT (**), J.M. DEGARDIN (**), J. DERCOURT (**), J. FERRIÈRE (**), J.J. FLEURY (**), C. GUERNET (*), H. MAILLOT (**), J. MANIA (**), J.L. MANSY (**), J. TERRY (**), F. THIÉBAULT (**), P. TSOFLIAS (***) et J.J. VERRIEZ (**)

(Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 145. Géologie de la Méditerranée
Equipe de Méditerranée moyenne et orientale)

Sommaire. — Cet article traite des découvertes récentes dans le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne.

De nombreux résultats d'ordre stratigraphique et tectonique viennent modifier la paléogéographie et la structure de ces zones. On notera particulièrement les considérations nouvelles sur le premier flysch du Pinde et sur l'alimentation du Sillon du Pinde au Paléocène dans les zones externes.

Dans les zones internes, nous avons attiré l'attention sur les problèmes qui se posent à la lumière des apports nouveaux, c'est ainsi que nous sommes conduits à reconsidérer la tectonique d'ensemble de l'édifice subpélagonien et ses rapports vers l'Ouest avec le Pinde et le Parnasse et vers l'Est avec le Pélagonien.

Summary. — The purpose of this article is to deal with recent discoveries in Gavrovo, Pinde and ophiolitic subpelagonian zones.

A great number of stratigraphic and tectonic results have brought modifications in the paleogeography and structure of these zones. It is specially pointed out new considerations about the early flysch of Pinde and the feeding of the Pinde groove in the external zone during the paleocen period.

We have drawn the attention to the problems raised in the internal zones in the light of the most recent surveys. That is what leads us to reconsider the tectonic of the whole subpelagonian structure and its links with Pinde and Parnassus to the West and with Pelagonian to the East.

I. — INTRODUCTION

par J. AUBOUIN

Les Hellénides constituent une partie originale de l'arc dinaro-aurique séparée des Dinarides proprement dites par la transversale de Scutari-Pec. Définies par L. Kober (1929), elles ont fait l'objet de nombreux travaux depuis la célèbre expédition scientifique de Morée, dont Puillon de Boblaye et Théodore Virlet étaient les géologues (1833). Ceux de Philippson, depuis 1890, comme ceux de Renz depuis 1904, ont été les plus marquants ; l'un et l'autre de ces auteurs ont synthétisé leurs observations, A. Philippson en 1951, C. Renz en 1940 puis 1955. Alors même que s'achevaient les recherches de C. Renz, toute une série nouvelle de tra-

vaux était entreprise ; ils ont été synthétisés dans un article récent qui servira de point de départ à la présente note (J. Aubouin, J.H. Brunn, P. Celet, J. Dercourt, I. Godfriaux, J. Mercier, 1963). Nous considérons comme acquis tout ce qui figurait dans cet article, nous limitant à signaler les nouveautés des sept dernières années.

La zone du Gavrovo, la zone du Pinde et la zone subpélagonienne (fig. 1) sont au cœur même des Hellénides : la zone du Gavrovo représente le bord interne de l'Autochtone (au sens relatif du moins) ; la zone du Pinde et la zone subpélagonienne forment les deux unités allochtones les plus remarquables des Hellénides, l'une (subpélagonienne) chevauchant l'autre (Pinde), l'ensemble chevauchant les zones externes (notamment le Gavrovo).

(*) Faculté des Sciences de Paris.

(**) Faculté des Sciences de Lille.

(***) Faculté Polytechnique d'Athènes.

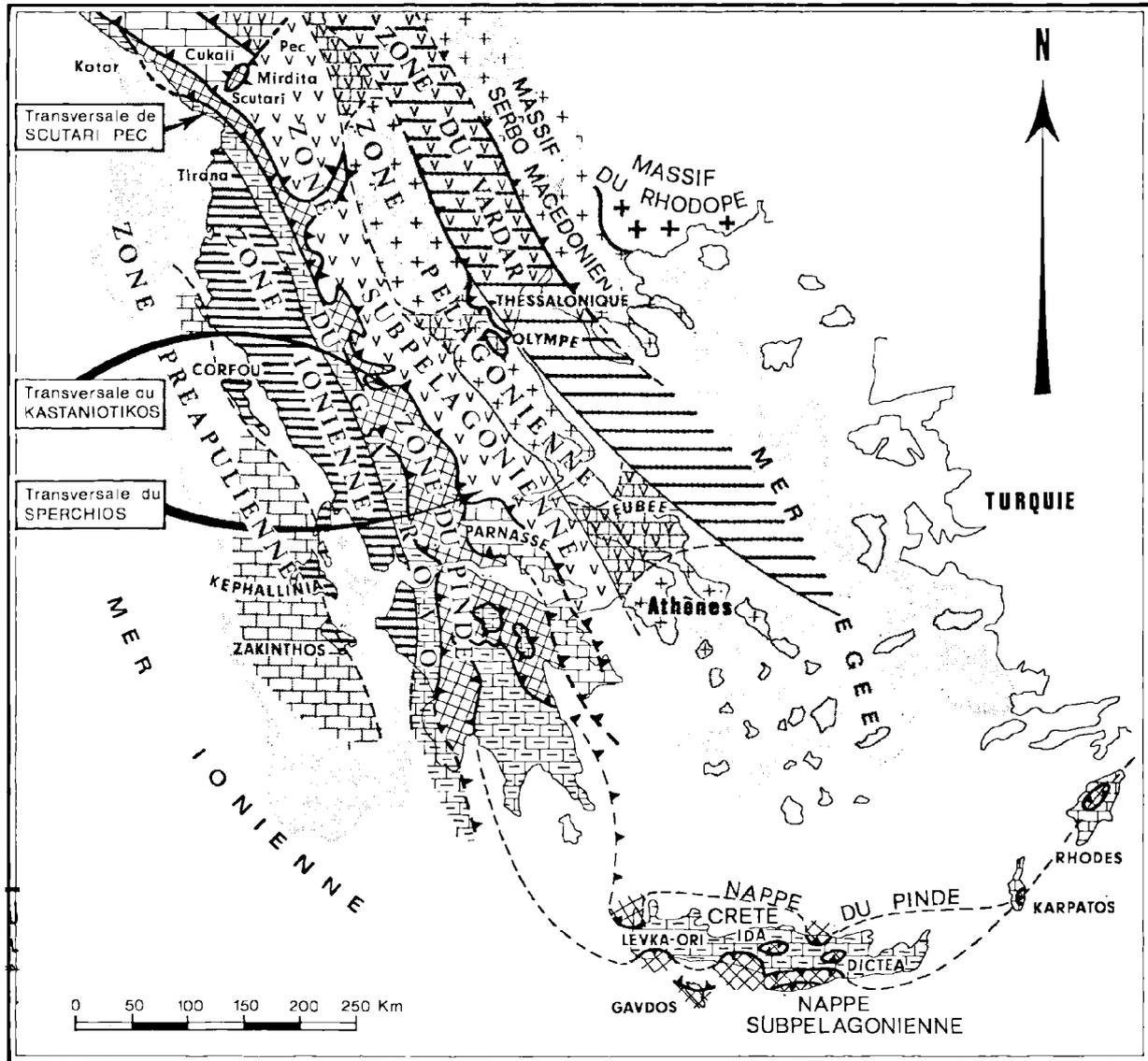


FIG. 1. — Principales zones isopycques helléniques et leurs rapports structuraux.
Seules les zones centrales ont été étudiées (en blanc sur la figure).

PLUS A L'EXTÉRIEUR, divers faits nouveaux ont été apportés sur la zone préapulienne et la zone ionienne (I.F.P., I.G.S.R., 1966) : mise en évidence de gypses triasiques antécarniens, d'une paléogéographie de détail accidentant le sillon ionien pendant le Jurassique, d'une formation détritique intermédiaire entre le flysch éocène supérieur-oligocène et la molasse helvétique; conception d'un chevauchement d'ensemble de la zone ionienne sur la zone préapulienne selon un front traversant les

îles ioniennes par Corfou, Ithaque, Céphalonie, Zante; description de la tectonique salifère tardive recoupant les accidents tangentiels.

PLUS VERS L'INTÉRIEUR, les travaux ont porté sur la zone pélagonienne, la zone du Vardar et le massif serbo-macédonien qui fait la frontière avec le système karpatho-balkanique. I. Godfriaux (1965) a montré l'allochtonie générale du socle pélagonien sous lequel il décrit, en fenêtre anticlinale tardive,

la série calcaire de l'Olympe d'affinité externe (Parnasse ou même Gavrovo) ; le fait se trouve confirmé en Albanie (J. Aubouin et I. Ndojaj, 1964) où l'on peut voir, au fond du corridor de Shen Gjerg, le socle pélagonien chevaucher directement le flysch du Pinde ou un flysch apparenté. *La zone du Vardar*, jusqu'alors traitée d'une manière générale, est divisée par J. Mercier (1966) en trois sous-zones, d'Almopias, du Païkon et des Péonias se chevauchant mutuellement et chevauchant dans leur ensemble la zone pélagonienne, en une multitude d'accidents souvent très écrasés ; des épisodes crogéniques précoces y sont distingués dès le sommet du Jurassique et la fin du Crétacé inférieur, s'ajoutant aux classiques phases de la fin du Crétacé supérieur et du Tertiaire ; en liaison avec ces orogénèses, se placent des phases de métamorphisme (une première avant le Crétacé supérieur, une seconde après) et de granitisation (une première au Jurassique supérieur, une seconde au Tertiaire). La zone du Vardar apparaît ainsi comme la zone interne par excellence des Hellénides. Le massif serbo-macédonien la chevauche, vieux socle lui-même repris par le métamorphisme et la granitisation alpine ; il fait la frontière avec le Balkan qui tourne le dos aux Hellénides.

LA ZONE DU GAVROVO, la plus externe des trois qui seront examinées dans cet article, représente le bord interne de l'Autochtone. Et c'est la plus continue dans l'ensemble Dinarides-Hellénides, puisqu'on peut la suivre depuis Trieste au Nord, dans la *zone dalmate* que baigne la mer Adriatique, puis, de là, dans la *zone de Kruja*, en Albanie, en arrière de Tirana, et enfin dans la *zone du Gavrovo* de Grèce continentale et la *zone de Gavrovo-Tripolitsa* du Péloponnèse et de Crète. Depuis la Riviera monténégrine, elle est chevauchée par la zone du Pinde qu'on peut voir largement allochtone en Péloponnèse ou en Crète ; il est possible que, dans le Dodécanèse méridional (Karpathos, Rhodes), elle passe complètement en-dessous de la nappe du Pinde qui s'étendrait alors jusque sur la zone ionienne (J. Aubouin et J. Dercourt, 1970). Partout, elle témoigne d'une tectonique modeste, encore qu'il faille tenir compte du rôle des gypses dans la base de la couverture triasique, qui paraissent donner des dômes importants (zone dalmate, par exemple).

LA ZONE DU PINDE, partout allochtone, forme une vaste nappe de couverture qui s'étend sur la zone du Gavrovo ou peut même atteindre la zone ionienne comme dans la région de Janina en Grèce

continentale, ou à Rhodes (J. Aubouin et J. Dercourt, 1970). C'est sur le littoral monténégrin qu'elle est la plus complète : on l'y connaît dans la vaste fenêtre du Cukali (zone du Cukali) et selon un liseré d'écailles au front et en-dessous de la nappe ophiolitique (*zone de Krasta* : cf. J. Aubouin et I. Ndojaj, 1964). En Grèce, c'est la zone du Pinde proprement dite qui forme un liseré d'écailles au front de la nappe des roches vertes (Pinde septentrional) puis se développe en une vaste nappe de couverture (Pinde méridional, Péloponnèse) dont seulement les lambeaux allochtones sont conservés en Crète (J. Aubouin et J. Dercourt, 1965) et à Rhodes (G. Orombelli et R. Pozzi, 1967 ; J. Aubouin et J. Dercourt, 1970). Sauf sur le littoral monténégrin, elle était partout connue, jusqu'à maintenant, à partir du Trias supérieur, niveau en-dessous duquel paraissait se situer un décollement important.

LA ZONE SUBPÉLAGONIENNE, également allochtone, forme une seconde vaste nappe flottante sur le Pinde, en bordure de la zone pélagonienne dont le socle paraît l'avoir accompagnée dans sa translation : dans le corridor de Shen Gjerg, en Albanie (J. Aubouin et I. Ndojaj, 1964), on peut voir la nappe ophiolitique par la tranche, totalement flottante sur la série du Pinde ; et, au fond du corridor, on peut voir le socle pélagonien chevaucher cette même série, accompagnant le charriage subpélagonien ; ces faits étant complémentaires de l'observation de I. Godfriaux (1965) qui montre le socle pélagonien lui-même allochtone. Si parfois c'est l'ensemble de la série subpélagonienne qui est allochtone, le plus souvent celle-ci se divise en trois diverticulations : la série triasico-liasique, infra-ophiolitique ; les ophiolites ; la couverture crétacée transgressive, supra-ophiolitique. La diverticulation la plus représentée est celle des ophiolites elles-mêmes qui, le plus souvent, chevauchent directement sur la série du Pinde. De l'Albanie où elle est connue sous le nom de "*nappe de la Mirdita*" à l'Argolide, la nappe subpélagonienne forme un *premier feston* en Albanie et dans le Pinde septentrional, elle dépasse presque la nappe du Pinde écrasée en-dessous d'elle ; au Sud de la *transversale du Kastaniotikos*, elle recule en arrière, laissant se dégager la nappe du Parnasse elle-même et passer à l'Est de celle-ci en Argolide orientale et méridionale (J. Dercourt, 1964). Il semble qu'elle forme un *second feston* dans l'arc égéen : elle s'avance de nouveau très largement sur la nappe du Pinde en Crète (J. Aubouin et J. Dercourt, 1965) et à Rhodes (G. Orombelli et R. Pozzi, 1967 ; J.

Aubouin et J. Dercourt, 1970) où elle ne constitue plus que de petits lambeaux superposés à la nappe du Pinde. Cependant, ces lambeaux, au Sud de la Crète, plongent dans la mer de Lybie, montrant

que le front de la nappe est au Sud de la Crète actuelle, ou mieux encore à l'extérieur de l'arc égéen actuel, ce que semble confirmer son éventuelle prolongation en Turquie du Sud-Est.

II. — LA ZONE DE GAVROVO

1) Etat des connaissances (J. Dercourt)

Partout, dans les Hellénides, au front de la nappe du Pinde et au cœur des fenêtres en Péloponnèse, en Crète et dans le Dodécannèse, affleure une série autochtone connue depuis un substratum épimétamorphique paléozoïque jusqu'à un flysch paléogène.

Le substratum apparaît au fond de profonds torrents en Péloponnèse septentrional, porté à de fortes altitudes et constituant les hauts-reliefs du Taygète en Péloponnèse méridional, formant l'essentiel des affleurements en Crète et dans quelques îles du Dodécannèse (Kasos : J. Aubouin et J. Dercourt, 1970).

On a reconnu en Crète médiane et orientale (J. Papastamatiou et M. Reichel, 1956), en Péloponnèse (A. Tataris et N. Maragoudakis, 1966) une série de calcaires marmoréens en plaquettes recouverte de schistes. En Crète occidentale, deux types de faciès ont été individualisés, calcaires dolomitiques et dolomies, d'une part, schistes et quartzites, d'autre part (J. Aubouin et J. Dercourt, 1965).

C. Ktenas (1926) a montré que l'Anthracolithique était représenté dans ces séries épimétamorphiques du Péloponnèse ; depuis lors, on a reconnu plus précisément le Permien en Crète orientale daté par les Algues évoquant *Mizzia velebitana* (J. Papastamatiou et M. Reichel, 1956) et le Permien supérieur à *Neoschwagerina* et *Stafella* en Crète orientale (S. Kuss, 1963).

La tectonique de ces formations est encore méconnue et il n'est pas possible de savoir si un ou plusieurs cycles orogéniques les ont affectées avant le dépôt de la couverture sédimentaire mésozoïque, pas plus qu'il n'est possible de dater leur métamorphisme.

La couverture sédimentaire est carbonatée du Trias (?) au Lutétien, terrigène (flysch) jusqu'à l'Oligocène. Les dépôts carbonatés se sont accumulés sur une ride subsidente ; très dolomitiques à la base, ils sont épisodiquement magnésiens jus-

qu'à des horizons très élevés. Si le Trias n'a été que médiocrement daté, le Lias, le Jurassique et le Crétacé inférieur ont été reconnus par des découvertes paléontologiques heureuses sans qu'une stratigraphie précise ait pu être établie. Le Crétacé supérieur est caractérisé par de puissantes formations récifales dans la partie externe de la ride, plus modestes dans les secteurs centraux et internes. Des influences pélagiques se font sentir sur les deux flancs pendant cette période. L'Eocène est très fossilifère, ses faciès orientaux et occidentaux différents ; s'ils présentent partout des intercalations lagunaires, ils ne sont bauxitiformes qu'à l'Est.

Le passage du flysch est généralement progressif et graduel à la limite Lutétien-Priabonien. Cependant, dans le massif du Gavrovo lui-même, on a pu montrer qu'il recouvrait les horizons carbonatés sous-jacents en transgression. Les études stratigraphiques de ce flysch ont permis d'établir des subdivisions (I.F.P., I.G.S.R., 1966).

2) Le substratum (F. Thiébaud)

En Péloponnèse, les formations épimétamorphiques ont été analysées dans les massifs du Taygète (F. Thiébaud, 1968) et du Parnon (A. Tataris et N. Maragoudakis, 1965). On a relevé, de bas en haut :

a) Une série de marbre dont la partie supérieure présente des bancs diversement colorés et des intercalations dolomitiques. La base s'enrichit en niveaux de quartzites plus ou moins réguliers.

b) Une épaisse série concordante de schistes au sommet de laquelle apparaissent des dolomies calcaires et des calcaires en bancs ou en lentilles...

Près de Leonidion (Arcadie), sur la côte orientale du Péloponnèse, C. Ktenas (1924) décrivit les "couches de Tyros". Il signala ensuite (1926) dans des faciès analogues affleurant au Nord de Molaï (Laconie), la présence de "Fusulinidés" et conclut que les "couches de Tyros" appartiennent en partie à l'"Anthracolithique".

Au Nord de Sparte, sur la route entre Vutiani et Vresthena (*), la découverte (M. Lys et F. Thiébault, 1971) dans les lentilles calcaires interstratifiées dans des chloritosechistes de (**): *Codonofusiella* sp., *Pachyphloia çukurköyi*, *Vermiporella nipponica*, *Geinitzina postcarbonica*, met en évidence l'existence du Permien supérieur: Murghabien (Kazanien) (zone à *Neoschwagerina margaritae*) à Pamirien (Tatarien: Dzhulfien) (zone à *Yabeina*). Cette datation, en Péloponnèse, repose avec acuité, le problème non résolu de l'âge du métamorphisme affectant ces formations et leur rapport géométrique avec la couverture mésocéanozoïque de Gavrovo-Tripolitsa (F. Thiébault, 1968).

3) La couverture

Les données nouvelles concernent essentiellement les niveaux supérieurs de la série, où l'abondance des Foraminifères, la rareté de la dolomitisation, le grand nombre d'affleurements permettent des études détaillées.

a) LES CALCAIRES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (J.J. Fleury).

A partir d'une étude dans le massif de Klokova qui se dresse sur la rive Nord du golfe de Corinthe, face à Patras (J.J. Fleury, 1970), on a pu étendre les résultats acquis à l'ensemble du Péloponnèse (***) où la série affleure sur près de 100 km de large. Ils font apparaître que, au-dessus de formations récifales sénoniennes épaisses de plus de 1.000 m, surtout dans l'Ouest, se développent des faciès laguno-lacustres. On observe ainsi (fig. 2) entre un horizon santonien (niveau 2a) et un horizon thanétien (niveau 3), une alternance de calcaires sublithographiques à tendance laguno-lacustre, de dolomies bien stratifiées et de dolomies ou de calcaires bréchiques dont la faune et la flore évoquent bien celles du "Liburnien" de Dalmatie, mais qui ne permettent pas pour l'instant de préciser l'âge de cet épisode régressif.

(*) Référence: carte allemande au 1/100.000 - Sparte - feuille 7. K X = 22°26' E; Y = 37°11' N.

(**) Détermination de M. M. Lys.

(***) Travaux de H. Maillot (1970) sur le massif du Lapithos, de J. Mania (1970) au Sud de Dimitsana, de J.L. Mansy (1969) au SE de Kiparissia et observations récentes dans le massif du Mavrovouni, au SW d'Argos (J.J. Fleury, 1970).

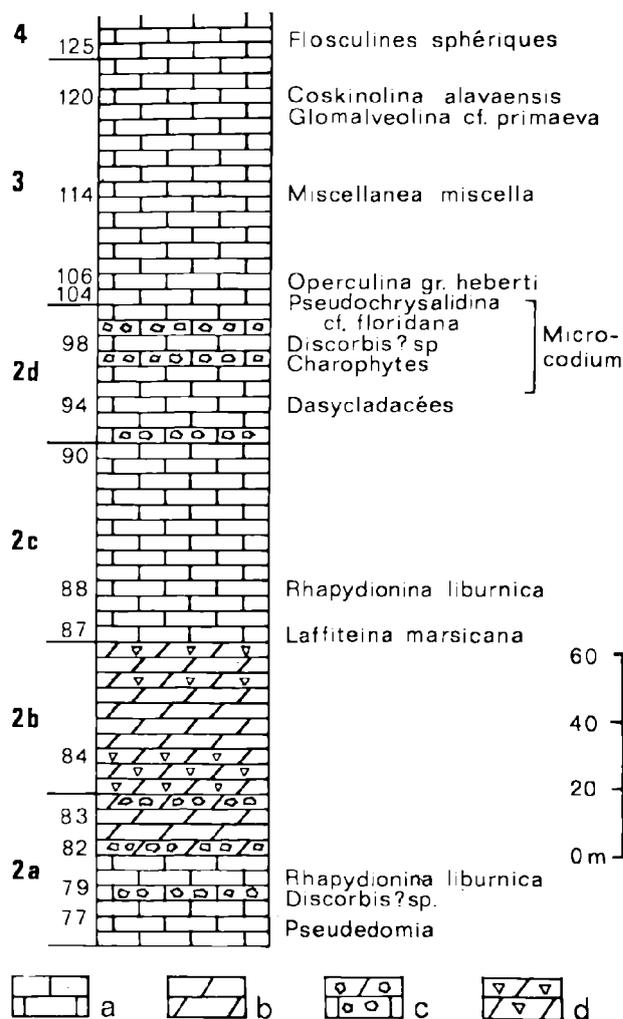


FIG. 2. — Le passage Crétacé-Eocène dans le massif du Klokova.

a: Calcaires massifs; b: Dolomies stratifiées; c: calcaire ou dolomie bréchique; d: Dolomies à Rudistes.

b) LES CALCAIRES DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN (J.J. Fleury).

Le massif du Klokova offre une succession célèbre depuis plus d'un siècle et souvent examinée depuis. Son étude stratigraphique précise a permis de reconnaître un certain nombre d'horizons qui ont pu être retrouvés dans les massifs du Péloponnèse occidentale (****) (à l'exclusion du petit cap

(****) Travaux de J. Aubouin et J. Dercourt (1962), de J.L. Mansy (1969) au SE de Kiparissia et H. Maillot (1970) dans le massif du Lapithos.

Papas qui ferme le canal de Corinthe au Sud et qui appartient à la zone ionienne). Dans une série de 300 m, de bas en haut, au-dessus des formations "liburniennes", on relève (J.J. Fleury, 1970) :

- 70 m de calcaires micrograveleux et finement bioclastiques à *Pseudochrysalidina cf. floridana*, *Operculina gr. heberti*, *Miscellanea miscella*, *Coskinolina alavaensis*, *Alveolina (Glomalveolina) cf. primaeva* et *Asterodiscus tamarelli*, du Thanétien (fig. 3, niveau 3).
- 100 m de calcaires bioclastiques à "Flosculines sphériques" (*Alveolina gr. pastillata*, *A. triestina.*), Nummulites (*N. globulus*, *N. atacicus*), *Operculina douvillei* et de nombreux *Orbitolites*, d'âge Eocène inférieur ;
- 110 m de calcaires à "Alvéolines allongées" dont la base est encore Eocène inférieur (*A. cf. canavarii*) et le sommet Lutétien (*A. aff. levantina*, et *Fabiana cassis*). Le Lutétien inférieur semble absent ;
- Un mince niveau de bauxite ;
- 40 m de calcaire à *Lituonella roberti*, *Orbitolites gr. complanatus* et *Praerhapydionina aff. huberi.* ;
- 30 m de calcaires à Algues Mélobésiées, nombreuses *Orthophragmines*, *Grzybowskia*, *Spiroclypeus* et *Pellatispira* de l'Eocène supérieur présentant à leur sommet des passées pélitiques qui assurent la transition avec le flysch (G. Bizon, J. Dercourt, M. Neumann, 1963).

e) LES COUCHES DE PASSAGE AU FLYSCH (J.J. Fleury, J. Mania).

Nous venons de voir que dans le Klokova, le passage des calcaires au flysch est progressif. Si, plus au Nord, les calcaires lutétiens ou même le flysch sont parfois transgressifs (I. F. P. - I. G. G., 1966), la continuité des dépôts a pu être précisément analysée dans le Péloponnèse. Ainsi, les fenêtres creusées dans la nappe du Pinde, au Sud de Dimitsana, permettent d'observer dans de bonnes conditions les faciès de passage des calcaires au flysch (J. Dercourt, J.J. Fleury, J. Mania, 1970).

Une coupe particulièrement caractéristique (fig. 3) montre que le flysch franc (niveaux 6 et 7) surmontant les calcaires bien datés du Priabonien (*Pellatispira madaraszii*, *Spiroclypeus*, niveau 5) est précédé par un épisode détritique dont la base (niveau 1) et les lentilles calcaires intercalées dans le niveau 2 renferment une microfaune du Lutétien supérieur (*Orbitolites gr. complanatus*, *Lituonella roberti*, *Gyroïdinella magna*, *Fabiana cassis*, *Chapmanina gassinensis*, *Halkyardia minima*, *Praerhapydionina aff. huberi.*).

Un tel épisode détritico-précoce a été encore observé récemment ailleurs, au SW de Vitina et à l'W d'Argos (massif du Mavrovouni, J.J. Fleury

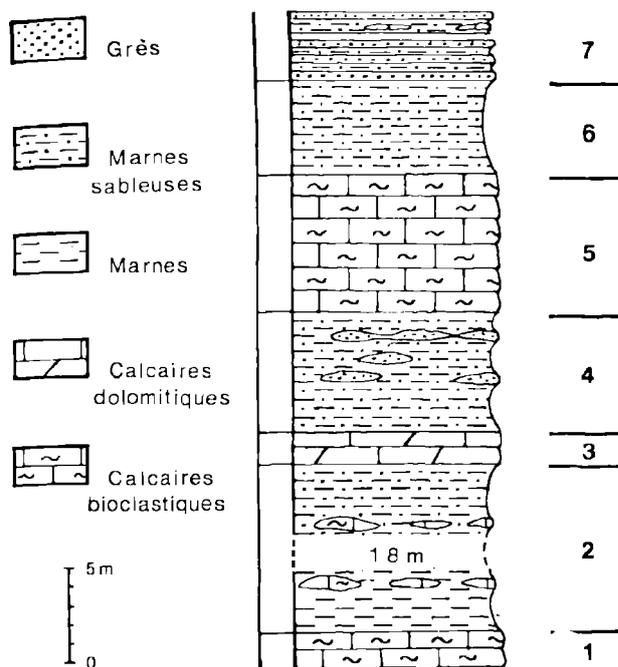


FIG. 3. — Le passage des calcaires au flysch dans la région de Dimitsana (Arcadie).

et a été signalé dans le massif de Kynouria (A. Tataris et N. Maragoudakis, 1965). Il doit être mis en relation avec l'existence de quartz détritiques dans les calcaires précédant le flysch à Dervenachia, à l'extrême Nord de la plaine d'Argos, sous le chevauchement de la nappe parnassienne (J. Dercourt, 1964).

On voit là des indices qui permettent de penser que, dans la zone de Gavrovo-Tripolitsa, en Péloponnèse, des domaines distincts se sont différenciés à l'Eocène moyen-supérieur ; on peut opposer schématiquement une bordure externe où le flysch n'est apparu qu'à l'Eocène supérieur et une région interne que le flysch provenant du sillon pindique, alors en voie de comblement, a pu envahir dès le Lutétien supérieur. Trop peu de localités sont cependant connues actuellement pour qu'un schéma plus précis puisse être proposé.

d) LE FLYSCH (J.L. Mansy).

La base de la formation a pu être datée avec précision et une paléogéographie de l'envahissement de la ride commence à se dessiner. Si une stratigraphie du flysch a été établie en Grèce continentale,

il n'en est pas de même en Péloponnèse. L'épaisseur de la formation varie considérablement, passant de plusieurs milliers de mètres, au front de la nappe du Pinde ou dans certaines fenêtres (Langadia en Péloponnèse), à quelques centaines de mètres comme dans les fenêtres les plus internes.

Les lentilles conglomératiques à galets des différents termes de la nappe, exceptionnelles ou totalement absentes dans les fenêtres, sont abondantes dès la base de la formation dans le secteur externe de la ride. Au front de la nappe pindique, en Messénie, le flysch est couronné par une puissante formation conglomératique signalée et figurée par A. Philippson (1890) puis datée récemment (J.L. Mansy, 1969). Le passage du flysch gréseux (fig. 4, niveau 1a) au conglomérat se fait par des passées microconglomératiques (niveau 1b) constituées de galets de calcaires, de silex noirs et de jaspes à Radiolaires. Les conglomérats surincombants (niveau 2) ont une nature analogue et sont intercalés de rares horizons marneux qui ont livré une microfaune pélagique de l'Oligocène moyen (*Catap-*

sydrax unicavus, *Globigerina ampliapertura euapertura* et *Globorotalia opima opima*). Près de Mali (*) certaines passées microbréchiqes ont livré des faunes benthiques remaniées de la zone du Gavrovo même, d'âge Crétacé supérieur et Eocène supérieur. Une faille rend difficile l'estimation de la puissance de ces conglomérats qui ne peut cependant être inférieure à 300 m (cf. fig. 4).

Les lentilles conglomératiques dans les niveaux de base du flysch permettent d'affirmer que la nappe pindique était débitée en écailles dès la base du Priabonien. La puissante série détritique de Messénie établit que la nappe n'avait pas atteint la zone où on l'observe aujourd'hui avant l'Oligocène moyen et qu'à cette époque déjà, l'Autochtone était la proie de l'érosion.

4) Continuité de la zone

(J. Dercourt, J.-J. Fleury)

La continuité axiale de la zone du Gavrovo se suit depuis la frontière albano-yougoslave jusqu'aux îles du Dodécanèse. L'homologie entre zone de Kruja (Albanie) et de Gavrovo a été récemment étayée (J. Aubouin et I. Ndojaj, 1964 ; L. Peza, 1970). A Rhodes, la série d'Archangelos (E. Mutti, G. Orombelli et R. Pozzi, 1965) pourrait représenter un jalon de cette zone, mais on aurait là, déjà, une série de transition puisque le flysch y est plus précoce.

Transversalement, la ride du Gavrovo évolue. Une transition vers le sillon du Pinde s'observe, modestement en Péloponnèse au Crétacé supérieur par des faunes pélagiques interstratifiées dans des horizons essentiellement benthiques et à l'Eocène moyen par des apports terrigènes précoces sur son côté interne, plus nettement en Crète, dans la série d'Ethia. Cette série, décrite par C. Renz (1930), offre une originalité marquée. Constituée d'une alternance de calcaires pélagiques et de calcaires bréchiqes, donc de faciès nettement pindique, elle est surmontée en concordance par un flysch dont la base est datée de l'Yprésien-Lutétien inférieur (J. Aubouin, J. Dercourt, M. Neumann, J. Sigal, 1965). Il s'agirait d'une série marquant la transition paléogéographique entre le sillon du Pinde et la série adjacente. Vers le sillon ionien également, les transitions existent. Des influences pélagiques

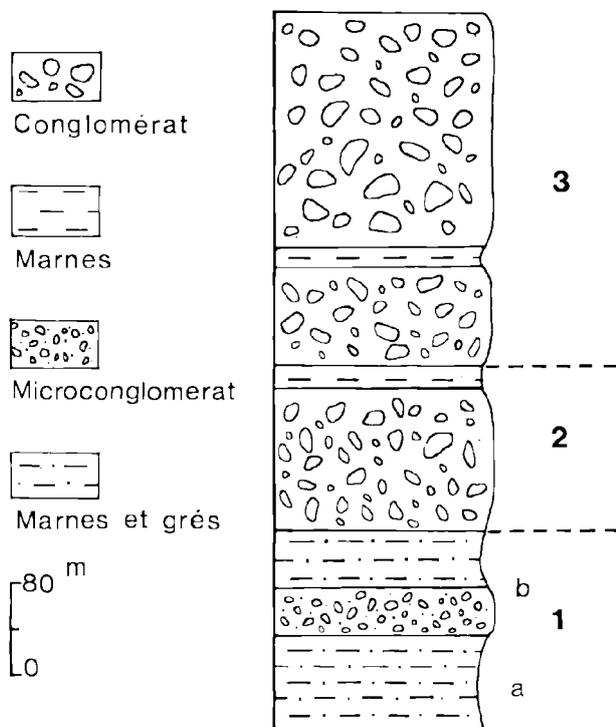


FIG. 4. — Colonne lithologique du flysch de Filiatia. (Légende dans le texte).

(*) Référence : carte allemande au 1/100.000 - PIRGOS - X = 37°11' N, Y = 21°44' E.

ont été signalées au sein des massifs les plus externes de la ride de Skolis en Péloponnèse : J. Dercourt, 1959). Des niveaux bréchiqes abondent dans l'Eocène de l'île de Karpathos où la série du Gavrovo a été reconnue (J. Aubouin et J. Dercourt,

1970), suggérant le passage vers une zone de flanc, à un moindre titre cependant que dans le massif du Tymphé, situé à la frontière albanaise, tout entier installé sur la zone de jonction de la ride du Gavrovo au sillon ionien (J.H. Brunn, 1956).

III. — LA SERIE PINDIQUE

1) Etat des connaissances (J. Dercourt)

La série du Pinde est caractérisée par des dépôts essentiellement pélagiques pendant le Mésozoïque, puis terrigènes pendant le Coénozoïque. Elle est partout décollée à la base et n'est connue qu'à partir du Trias ; elle s'étend jusqu'au Paléogène. Pélagique pendant l'essentiel des temps mésozoïques, elle admet cependant un épisode détritique dès sa base, un second à l'Eocrétacé terminal - Néocrétacé basal et enfin, à partir du Maestrichtien, elle passe progressivement à un flysch qui se développe dans le Paléogène. Elle est stratigraphiquement complète dans les unités structurales externes de la nappe ; en revanche, vers l'arrière, en Péloponnèse, les niveaux inférieurs manquent ou sont très réduits, soit qu'ils l'aient été de façon originelle, soit qu'ils l'aient été mécaniquement au cours de la mise en place tectonique.

TRIAS : La base de la séquence est grésopélitique (J. Terry, 1969) et passe à des calcaires jaspeux à Halobies. Sur ses marges, tant interne (Epidaure ; J. Dercourt, 1964), qu'externe (Glavkos ; P. Tsofilias, 1969), le Trias moyen-supérieur est sous un faciès noduleux rouge à Ammonites associé à des venues éruptives.

JURASSIQUE : Les calcaires siliceux à Halobies passent aux Radiolarites qui sont holosiliceuses à la base, et s'enrichissent progressivement en pélites pour devenir essentiellement pélitiques à leur sommet. Les seuls fossiles trouvés, jurassiques, l'ont été dans les niveaux microbréchiqes interstratifiés dans la série.

CRÉTACÉ : Les Radiolarites fortement pélitiques passent vraisemblablement dans le Crétacé ; elles sont recouvertes en continuité par un flysch daté du Barrémien en Grèce continentale (J. Aubouin, 1959) et du Cénomani en Etolie (P. Celet, 1962) et en Péloponnèse septentrional (J. Dercourt, 1964).

Le Sénomien est sous forme de calcaires en plaquettes admettant des passées microbréchiqes homogènes sur les marges externe et interne du sillon ; c'est une période d'extension maximum de la zone et les faciès pindiques débordent largement sur des domaines internes sur lesquels s'étaient accumulés d'autres faciès au préalable. A partir du Maestrichtien, une transition s'amorce vers un flysch pélitico-gréseux.

PALÉOGÈNE : Le flysch se poursuit sans que sa stratigraphie ait pu être mieux établie que par des découvertes paléontologiques éparses. C'est ainsi que l'Eocène moyen et supérieur ont été mis en évidence.

La nappe pindique est, à son front, débitée en écailles où l'abondance décroissante des brèches de flancs dans les niveaux radiolaritiques, jurassique-éocrétacé, dans les horizons de calcaires en plaquettes néocrétacés a, parmi d'autres critères, permis de reconnaître des écailles externes, médianes et internes (J. Aubouin, 1959) ; en Grèce continentale, l'arrière de la nappe est occupé par un vaste synclinal de flysch ; en Péloponnèse, à la suite du relèvement plio-quaternaire, ce flysch a été déblayé et les calcaires en plaquettes affleurent ; ils s'étendent sur toute une province, on parle de Table d'Arcadie (J. Dercourt, 1964) ; grâce aux fenêtres, il est même possible de constater que sous cette Table, la série pindique est extrêmement réduite, représentée seulement par quelques lentilles de Radiolarites et de grès.

L'analyse stratigraphique des niveaux anciens, Trias-Eocrétacé, sera donc menée exclusivement dans la zone des écailles ; celle des horizons supérieurs, Couches de Passage et Flysch, pourra l'être sur l'ensemble de la nappe et se trouve, de ce fait, très représentative de la paléogéographie.

2) La formation terrigène triasique

(M. Bonneau, J. Terry)

Alors que les calcaires à Halobies étaient classiquement considérés comme l'extrême base de la série pindique, on a pu montrer, en reprenant les travaux de P. Négris (1908), dans le Mont Ithome, que sous ces formations affleuraient des horizons grésopélitiques fossilifères (J. Terry, 1969).

Une série de coupes, sur les versants des Monts Ithome et Vassilios, au SW de Meligala (Messénie septentrionale, Péloponnèse), a mis en évidence l'existence d'une formation détritique d'âge triasique, pour laquelle la puissance totale des assises observées atteint une cinquantaine de mètres, mais dont la base est laminée tectoniquement et paraît correspondre au niveau de décollement majeur de la nappe.

Aucune coupe ne permet d'observer la totalité de la formation ; différents profils levés dans ce massif permettent de construire une colonne synthétique (fig. 5).

La formation comporte à la base, une puissante série de pélites azoïques vertes ou violacées (niveau 1a) ; elle devient plus calcaire dans sa partie moyenne (niveau 1b), où s'observe une quinzaine de mètres d'une alternance de bancs et de minces plaquettes de calcaires fins ou microbréchiques, fossilifères, de bancs gréseux micacés et de pélites finement rubanées, rouges et ocres, contenant quelques Ostracodes. Elle est extrêmement grossière, gréseuse à conglomératique, dans les dix derniers mètres du sommet (niveau 1c).

Les calcaires de la base de l'horizon 1b ont livré des Conodontes (*) appartenant aux espèces : *Gondolella mombergensis* TARDE (Anisien supérieur-Ladinien supérieur), *Paragondolella navicula* HUCKRIEDE (Anisien supérieur-Norien supérieur), ceux du sommet de l'horizon 1b ont fourni, dans les autres coupes, l'association : *Halobia* cf. *styriaca* MOJS., *H.* cf. *cassiana* MOJS.

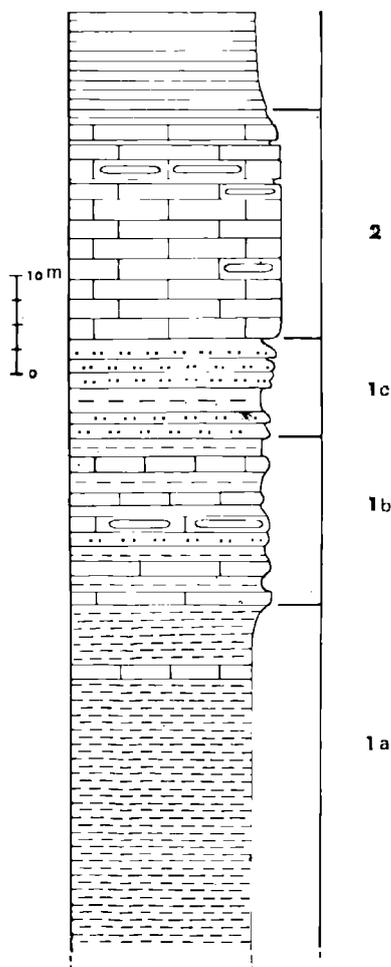


FIG. 5. — Le Trias du Mont Ithome. (Légende dans le texte).

Une coupe, levée près du Monastère Vulcano, a livré, en compagnie de ces Halobies, des Conodontes qui appartiennent à l'espèce : *Paragondolella polygnathiformis* BUDUROF et STILFANOV (Carnien supérieur).

Les nombreux "filaments" que montrent fréquemment les plaques calcaires correspondent, dans quelques exemples indiscutables, à l'empilement de minces tests d'Halobies.

Ces faciès détritiques, qui couvrent donc, au moins en partie, le Trias moyen et supérieur, sont surmontés en continuité par des calcaires fins, siliceux, en plaquettes, qui s'enrichissent en lits pélitiques pour passer progressivement aux Radiolarites.

Dans le secteur examiné, ces calcaires n'ont jamais livré d'Halobies. Néanmoins, quelques horizons microbréchiques de la base ont permis de reconnaître *Globo-spirella* sp., *Angulodiscus* sp. (**), ce qui suggère leur appartenance au Trias supérieur, le sommet pouvant déjà être jurassique.

L'allure flyschôide des ensembles grésopélitiques rend souvent très difficile la distinction Trias détritique - flyschs crétacés. Celle-ci paraît possible sur des critères pétrographiques (thermoluminescence des quartz et surtout proportions relatives des constituants des grès (J. Terry, 1969). Elle l'est, de manière certaine, par sa faune, malheureusement restreinte à des horizons peu épais.

Ainsi, des faciès détritiques existent à la base des calcaires en plaquettes triasiques ; ils sont réduits tectoniquement à quelques copeaux à la semelle de la nappe ; ils sont maintenant signalés dans plusieurs régions des Hellénides.

a) EN PÉLOPONNÈSE :

— En Achaïe, dans les écailles de Aroania (Meilliez, travaux en cours),

— Près de Dendra, localité célèbre pour ses faunes d'Halobies, où des niveaux flyschôides seraient à rapporter au Trias (travaux en cours).

b) EN GRÈCE CONTINENTALE :

Une coupe, levée quelques centaines de mètres à l'Est de la citadelle de Nafpaktos, a permis à J.J. Fleury d'observer une séquence détritique vraisemblablement triasique, que surmontent environ quarante mètres de calcaires sombres à silex noirs, alternant avec des bancs micrograveleux ou microbréchiques suivis en continuité par quatre-vingts mètres de calcaires essentiellement microbréchiques en gros bancs, qui semblent passer aux Radiolarites. La séquence détritique comporte à la base une dizaine de mètres de grès et de pélites, où s'intercalent des plaquettes calcaires à filaments. Elle est surmontée par une cinquantaine de mètres environ de grès et de pélites kaki renfermant deux intercalations calcaires, elles-mêmes riches en "filaments".

(*) Détermination C. Muselet.

(**) Détermination de M. M. Lys.

Ce sont ces "filaments" — vraisemblablement des sections de tests d'Halobies, classiques dans le Trias supérieur du Pinde — qui suggèrent d'attribuer au Trias l'ensemble détritique et les quarante premiers mètres de calcaire qui font suite. Le sommet des calcaires serait vraisemblablement à rapporter au Lias.

c) EN CRÈTE :

Au voisinage de Goniés, au Nord du Mont Ida, il existe (M. Bonneau, 1970), à la base de la série pindique, une formation que des Halobies et des Conodontes permettent de rapporter au Trias, et qui comporte une trentaine de mètres de calcaires roses et de marnes rouges avec, à la base, des assises gréseuses et des calcaires microbréchiques. On retrouve donc, là encore, le même type de succession.

Ce niveau flyschöïde est à rapprocher du flysch anisien connu en Yougoslavie dans la zone de Budva, prolongement septentrional de la zone du Pinde. Il est à noter toutefois qu'ici, aucun niveau volcanique n'a été signalé, à la différence de ce qui est connu en Yougoslavie ; à moins que les petits corps effusifs d'attribution problématique, connus en plusieurs points du Péloponnèse à la base d'écailles, entre flysch éocène et Radiolarites, puissent être attribués à cet ensemble du Trias moyen-supérieur.

Ainsi, les apports terrigènes ont envahi le domaine du Pinde, dès le début du Trias en Yougoslavie et au moins dès le Trias moyen dans le Péloponnèse, et cette sédimentation s'est poursuivie plus tardivement en quelques points.

Bien que les observations soient encore assez ponctuelles, l'extension géographique de ces faciès détritiques semble être beaucoup plus importante que ne le laissent supposer les premiers travaux ; et le fait qu'ils ne soient pas partout observables pourrait, avec assez de vraisemblance, être la conséquence de l'intense rabotage basal de la nappe.

3) Les calcaires ammonitico-rosso

(J. Dercourt, P. Tsoflias)

Au bord externe de la nappe du Pinde, à Glavkos, en Péloponnèse, et au bord interne, à Epidaure, les faciès triasiques présentent des horizons calcaires noduleux rouges à Ammonites et Conodontes surmontés de bancs vulcanogènes. Sur le flanc interne, la faune est abondante et bien connue depuis C. Renz (1906) et P. Negriz (1907), elle est d'âge anisien supérieur à carnien ; les lits de tufs sont recouverts par des calcaires jaspeux datés du Trias par des Conodontes (H. Bender,

K. Hirschberg, K. Leuteritz et K. Manz, 1960 ; J. Dercourt et A. Mauvier, 1963). Sur le flanc externe, à la base d'une des écailles, dans un médiocre affleurement, un calcaire noduleux a livré des faunes d'Ammonites et de Conodontes du Ladinien associées (surmontées ?) de tufs diabasiques. Là, les lits de calcaires jaspeux du Trias supérieur sont rabotés tectoniquement (P. Tsoflias, 1969). En Crète, dans une situation tectonique complexe, des calcaires à Ammonites triasiques ont également été signalés, emballés dans le flysch de la série d'Ethia (N. Creutzburg, P. Klocker, 1966), la plus externe des séries pindiques.

Alors que les zones externes (Gavrovo, Ionienne...) et des zones internes (subpélagonienne, pélagonienne) recevaient une sédimentation carbonatée récifale pendant tous les temps triasiques et liasiques, au Trias moyen, des zones de dépôts d'ammonitico-rosso s'individualisent sur les flexures reliant ces hauts-fonds à un sillon où allait s'amorcer une sédimentation pélagique de calcaires jaspeux à Halobies. L'individualisation du sillon peut ainsi être datée du Trias inférieur-moyen.

4) Le Premier Flysch

(M. Bonneau, H. Maillot)

Caractérisé dans la morphologie par une vire creusée au sein de la série du Pinde-Olonos entre les Radiolarites holosiliceuses et des Calcaires en Plaquettes, cette formation ne s'observe bien en Péloponnèse que dans les parties les plus externes de la nappe pindique, c'est-à-dire dans la zone des écailles. Sous la Table d'Arcadie, elle est réduite à un mince liseré gréseux toujours laminé et d'attribution stratigraphique douteuse. Il est à noter que les écailles des régions les plus occidentales montrent une série de Premier Flysch très peu épaisse, parfois totalement absente. Ce phénomène peut s'interpréter soit comme lié à des décollements différentiels.

Des études de détail sont en cours sur les affleurements du Péloponnèse occidental [Provinces d'Elide, d'Arcadie et de Messénie (J. Terry, 1969 ; H. Maillot, 1970 ; J. Mania, 1970)], et en Crète (M. Bonneau, 1970).

a) LITHOLOGIE DU PREMIER FLYSCH :

Une coupe-type, levée aux environs d'Andritsena (Elide), donne un aspect d'ensemble de cette formation (H. Maillot, études en cours).

Elle montre, de bas en haut et en concordance (fig. 6) :

- 1) 40 m de pélites rouges à Radiolaires, dans lesquelles s'interstratifient parfois de fins lits calcaires et microbréchiques. Le faciès lithologique en est très monotone ; le passage des Radiolarites holosiliceuses au Premier Flysch est continu ;
- 2) 20 m d'une formation pélitique s'enrichissant progressivement en bancs calcaro-gréseux fins. Le caractère "flysch" commence à apparaître dès cet horizon ;
- 3) 70 m de gros bancs gréseux riches en débris de roches vertes alternant avec de fins lits pélitiques ; ces bancs gréseux, très fissurés et diaclasés, présentent un granoclassement vertical observé dans

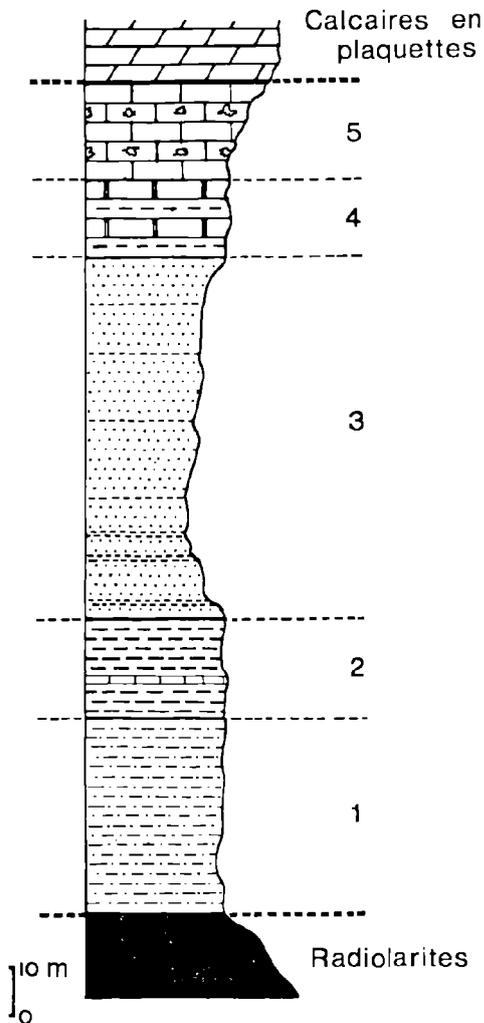


FIG. 6. — Coupe synthétique du Premier flysch du Pinde aux environs d'Andritséna (Elide). (Légende dans le texte).

tout cet ensemble ; quelques figures de courant existent à la base des bancs. Plusieurs niveaux de cette formation sont très riches en débris charbonneux ;

- 4) 15 m d'une alternance calcaro-pélitique avec d'abondantes microbrèches et quelques passées lenticulaires de silice ;
- 5) 20 m de microbrèches et calcaires dans lesquels s'interstratifient de gros lits gréseux métriques.

La série passe en concordance aux calcaires en plaquettes du Sémonien.

L'apparition de la flyschité se manifeste à partir des horizons 2 marqués par l'alternance régulière de bancs gréseux et de lits pélitiques.

Des observations sur des terrains plus orientaux (Arcadie et Messénie) montrent un enrichissement du niveau 1 en quelques fins lits gréseux et microbréchiques interstratifiés.

En Crète (M. Bonneau, 1970), la coupe de Goniès montre, au-dessus de 30 m de Trias calcaro-marneux et de 15 m de Radiolarites rouges holosiliceuses, 7 m d'une formation composite ayant à sa base des calcaires microbréchiques et des jaspes rouges, à son sommet des calcaires microbréchiques et des marnes kaki, une centaine de m d'une formation flyschôide ; le sommet très tectonisé de cette série ne permet pas d'observer le passage aux niveaux des calcaires en plaquettes.

Les variations importantes des différents faciès lithologiques de la coupe de Goniès par rapport à la coupe-type d'Andritséna, empêchent d'effectuer des corrélations précises ; toutefois, il semble bien, *a priori*, que cette formation crétoise corresponde aux dépôts du premier flysch en Péloponnèse et en Grèce continentale.

b) AGE DU PREMIER FLYSCH :

— En Grèce continentale, dans le Pinde méridional, la faune la plus ancienne mentionnée, recueillie dans des horizons microbréchiques, est d'âge barrémo-aptien (J. Aubouin, 1959). Dans la série du Pinde étolique, une microfaune caractéristique du Cénomaniens franc témoignerait d'une apparition plus tardive du premier flysch dans les parties méridionales (P. Celet, 1962).

— En Péloponnèse, la base de la série a été datée, en Messénie et en Arcadie, par une microfaune à *Ticinella sp.* caractéristique de l'Albien-Vraconien, trouvée dans des microbrèches interstratifiées dans les pélites rouges (niveau 1 de la coupe type). La partie médiane de la série (niveau 3) a donné près d'Andritséna une microfaune intra ou post-cénomaniens (*Acolissacus katori*). Dans la région de Kalavrita, une série réduite ou laminée de Premier Flysch a livré une microfaune pélagique caractéristique du Turonien (*Globotruncana helvetica*).

La partie sommitale (niveau 5) a livré une microfaune de *Globotruncana* mal conservée (avec *G. cf. coronata*) du Turonien supérieur ou Sémonien inférieur.

— En Crète, dans la coupe de Goniès, la série médiane de type flysch (100 m) a pu être datée du Turonien franc dans sa partie basale (M. Bonneau).

Du Barrénien (?) au Turonien, la zone du Pinde est caractérisée par le passage progressif d'une sédimentation profonde, pélagique et carbonatée, à une formation dans laquelle le faciès flysch franc apparaît progressivement avec : rythmicité, grano-classement vertical, figures de charges... ; il s'efface par une variation lente de la sédimentation qui fait apparaître progressivement dans les niveaux sommitaux quelques faciès calcaires auxquels succèdent les Calcaires en Plaquettes.

5) Les couches de passage au deuxième flysch du Pinde (J.J. Fleury)

Le sillon pindique, jusqu'alors siège presque exclusif d'une sédimentation pélagique de type profond, est envahi puis comblé par un flysch qui s'installe au cours du Maestrichtien - Paléocène (J.J. Fleury, 1970). Les faciès de transition (Couches de Passage) des Calcaires en Plaquettes sénoniens au flysch ont été bien décrits par les auteurs ayant cartographié les régions examinées ici (voir fig. 7 : J. Aubouin, pour le Nord de la région figurée ; P. Celet, au Sud de la Grèce continentale et J. Dercourt, dans le Nord du Péloponnèse). Il s'agit d'une alternance banc à banc de calcaires pélagiques ("série fondamentale", caractéristique du sillon), de grès, de pélites auxquels s'ajoutent les calcaires gréseux, des marno-calcaires et parfois des calcaires microbréchiques ("série additionnée"). Dès les niveaux siliceux noirs s'observent très constamment en-dessous de la limite entre le Maestrichtien et le Danien-Paléocène.

Le développement de ce faciès en épaisseur semble important et doit dépasser la centaine de mètres (épaisseur minimale mesurée en deux points). D'éventuelles variations d'épaisseur sont incontrôlables, tant ces niveaux sont le siège de nombreux décollements dus à leur situation entre deux ensembles de compétence différente.

Ces faciès s'étendent surtout dans le Maestrichtien (daté par des *Globotruncana*) mais aussi dans le Danien-Paléocène (riche en Globigérines et *Globorotalia*). La transition entre ces deux types de faune peut en général être saisie sur le terrain à 1 ou 2 m près, ce qui constitue un repère chronologique très sûr.

C'est, en effet, parce qu'elles sont calées, soit à leur sommet (pour les coupes dans le Maestrichtien),

soit à leur base (pour les coupes dans le Danien-Paléocène), que les séries représentées sur la fig. 7 sont comparables entre elles. Ces comparaisons suggèrent un certain nombre d'observations.

a) LA PROPORTION DES ÉLÉMENTS AUGMENTE FRANCHEMENT DU MAESTRICHTIEN AU PALÉOCÈNE :

Lorsque deux coupes, l'une dans le Maestrichtien, l'autre au Danien-Paléocène, ont une même situation, la seconde est toujours plus riche en éléments détritiques. On voit là l'installation progressive de la série "additionnée", provoquant la disparition graduelle de la série "fondamentale".

Le fait que cette logique sédimentaire attendue se trouve confirmée par la méthode d'analyse utilisée ici confirme la crédibilité de celle-ci.

b) LES SÉRIES INTERNES SONT, DE MANIÈRE GÉNÉRALE, PLUS PAUVRES EN DÉTRITIQUES QUE LES SÉRIES PLUS EXTERNES.

Les lignes joignant des coupes présentant les faciès en mêmes proportions seraient grossièrement parallèles aux directions structurales actuelles, ce qui permet de définir sur les différentes transversales, pour les éléments détritiques, un gradient croissant des régions internes vers les régions plus externes.

Il est remarquable que cette même tendance s'exprime aussi bien à la latitude du haut-fond du Parnasse que plus au Nord, en dépit du fait que les séries pindiques les plus internes y soient recouvertes par le chevauchement du Kosiakas (estimé à 30 km par J. Aubouin, 1959).

La répartition des faciès (donc la direction d'apport) semble donc la même, que le Parnasse soit présent ou absent à l'Est du secteur étudié. Ce qui implique que la notion d'alimentation axiale, nécessaire à la latitude du Parnasse, doive être généralisée à l'ensemble de la zone, dans sa portion examinée ici.

c) DU POINT DE VUE DU SENS DE L'ALIMENTATION, LA SIGNIFICATION DE LA RÉPARTITION DES FACIÈS EST LIÉE A LA RELATION QUE L'ON ADMET ENTRE DIRECTIONS STRUCTURALES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES.

Si l'on considère que les directions des écailles du Pinde indiquent les directions paléogéographiques du sillon, on doit reconnaître que l'alimentation axiale du sillon n'est soulignée par aucune variation de l'importance des éléments détritiques le long

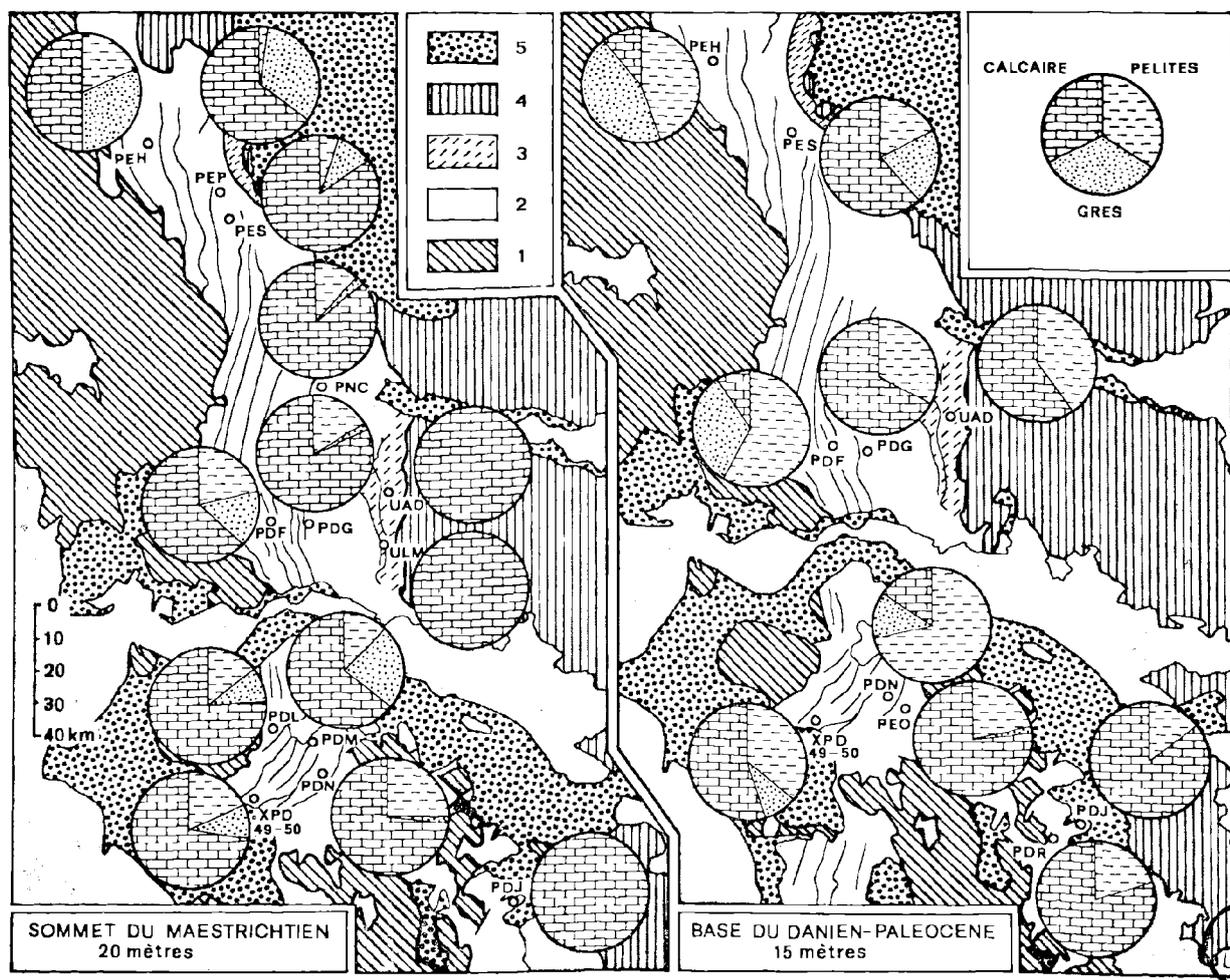


FIG. 7. — Analyse lithologique simplifiée du faciès "couches de passage" au flysch du Pinde en Grèce continentale et dans le Nord du Péloponnèse.

La pastille correspondant à chacune des coupes représentées par 3 lettres, précise l'importance relative — en épaisseur — de chacun des faciès. Pour faciliter l'examen de la figure, les faciès "mêlés" (marno-calcaire et calcaire gréseux) ont été partagés pour moitié entre chacun de leurs deux composants.

1: Zones chevauchées par le Pinde. — 2: Zone du Pinde. — 3: Écailles ultra-pindiques. — 4: Zones chevauchant le Pinde. — 5: Séries post-géosynclinales discordantes.

(Les principales écailles ont été distinguées dans le Pinde).

Fond géologique d'après C. Renz, N. Liatsikas, N. Paraskevaïdis, 1954; J. Aubouin, P. Celet, J. Dercourt, P. Tsouflias.

de ces directions. Les séries comparables du point de vue de leur situation dans l'ensemble structural actuel, présentent les divers faciès dans des proportions équivalentes.

Il faut néanmoins envisager le cas où les directions structurales seraient obliques sur les directions paléogéographiques. Par exemple, si les écailles du front de la nappe du Pinde, au Nord de la

Grèce continentale, étaient constituées d'une série équivalente à celle du front du Pinde en Péloponnèse. Dans ce cas, il est clair que l'on devrait envisager une direction d'apport du Nord (où les éléments détritiques sont abondants près du front) vers le Sud (où les éléments détritiques sont plus rares près du front).

S'il ne semble pas possible de trancher pour l'instant, il convient de remarquer que les schémas paléogéographiques proposés, pour des époques diverses, en Grèce continentale (J. Aubouin, P. Celet) conduisent tous à identifier les séries en fonction de la direction des écaïlles et non pas en fonction de l'allure du front de la nappe, plus directement soumis à l'érosion. Ce qui revient à dire que les séries du Pinde les plus externes du Nord de la Grèce continentale (région de la coupe PEH, sur la figure 7) ne sont pas conservées vers le Sud et que le front actuel du Pinde n'est qu'une limite d'érosion.

En conclusion, il est important de reconnaître que si le sillon du Pinde (au moins dans le secteur envisagé ici), n'a pu être atteint, ni par des éléments détritiques d'origine interne, ni par des

éléments détritiques d'origine externe (ceux-ci auraient eu à traverser, sans y laisser de traces, plusieurs zones, dont le sillon ionien, large et bien caractérisé en tant que sillon) et que si son alimentation longitudinale semble assurée, il reste difficile de lui assigner un sens.

Dans le détail, on remarquera que d'un secteur interne caractérisé par une absence des éléments détritiques, se distinguent des régions plus externes et qui furent probablement plus profondes puisque plus riches en détritiques. Cependant, aucun indice ne permet d'inférer l'existence d'une région externe où les éléments détritiques se raréfieraient et qui indiquerait l'amorce d'une transition avec la zone du Gavrovo. Rappelons cependant qu'en Crète, des transitions sont connues (Série d'Ethia).

IV. — LA ZONE OPHIOLITIQUE SUBPELAGONIENNE

1) Historique et introduction (P. Celet)

La zone subpélagonienne a été définie par J. Aubouin en 1957. Elle correspond essentiellement à la flexure reliant la zone pélagonienne à celle du Pinde, en Grèce septentrionale. Elle est, en outre, caractérisée par sa couverture crétacée transgressive et discordante sur un soubassement ophiolitique ou calcaire. La nécessité de se baser sur des critères paléogéographiques précis était apparue à la suite des travaux effectués par l'équipe française dans ce pays après la guerre. Jusqu'alors, les formations volcano-sédimentaires étaient rangées dans une zone Est-hellénique (C. Renz, 1940) dont les limites restaient imprécises.

Cependant, l'extension du terme de "zone subpélagonienne" aux Hellénides méridionales s'est heurtée à quelques difficultés, notamment en bordure des zones calcaires, au droit du Parnasse-Kiona et de l'Eubée moyenne. En effet, dans ces régions, la zone du Parnasse s'insère entre la zone du Pinde et les marges occidentales des formations cristallophylliennes. La flexure subpélagonienne est alors plus difficile à situer. Par ailleurs, on sait maintenant que, jusqu'au Jurassique supérieur, les zones internes helléniques sont caractérisées par une sédimentation néritique calcaire de type plate-forme et qu'elles ne sont pas très différenciées des formations de même âge de la zone du Parnasse (P. Celet, 1962). Les formations Est-helléniques ont subi d'importantes déformations et se sont

fréquemment désolidarisées du socle. En outre, les décollements intraformationnels ont abouti à la dislocation de l'ensemble ; le substratum, le cortège ophiolitique et leur couverture se dissocient et se déplacent chacun pour son propre compte (P. Celet et B. Clément, 1969).

Dans ces conditions, il est devenu très difficile de trouver les limites internes de cette zone et de l'en distinguer, principalement au Sud-Est de la Grèce, du Pélagonien qui, lui-même, porte une couverture d'un type assez comparable à celui des ophiolites.

Les recherches entreprises en Attique par B. Clément (1968-1969) et par C. Guernet, en Eubée et en Béotie (1968), ont déjà apporté une précieuse contribution à la connaissance des formations permo-triasiques et jurassiques des Hellénides internes. Les travaux de G. Christodoulou (1970) dans les Monts Gérénées ont montré les complications tectoniques de la série subpélagonienne dans cette région. Enfin, les études récentes effectuées à la suite des travaux de J. Dercourt (1964) par l'équipe géologique allemande de Marburg (H. Süsskoch, 1967 ; Bannert et Bender, 1968 ; Jacobshagen, 1967) ainsi que par J. Charvet ont apporté des faits nouveaux sur la nature, l'âge et le comportement de la série subpélagonienne en Argolide méridionale.

Faire le point des connaissances à la lumière des différentes recherches effectuées depuis une

dizaine d'années en Grèce orientale et Péloponnèse, essayer de montrer ce qui, dans ces apports nouveaux, amène à préciser nos conceptions du Subpélagonien en Grèce et enfin, attirer l'attention sur les problèmes qui se posent encore, tels sont les objectifs que nous nous sommes fixés dans la rédaction de cet article.

Mais il fallait, avant tout, compte tenu des difficultés qui subsistent dans la délimitation du domaine subpélagonien, se fixer un cadre géographique à l'intérieur duquel les formations subpélagoniennes soient assez bien définies et correspondent le mieux possible à la définition à laquelle nous nous sommes référés jusqu'à présent.

Nous avons volontairement exclu de cette analyse les formations du Pinde septentrional étudiées par J.H. Brunn (1956) et revues depuis par J. Parreau (1967), ainsi que les régions limitrophes de l'Olympe étudiées par I. Godfriaux (1965).

Dans le périmètre restreint de ce travail qui s'étend de l'Othrys septentrionale à l'Argolide méridionale (voir schéma de situation sur la fig. 8), nous ne traiterons ni des Ophiolites, ni des formations schisteuses et radiolaritiques qui leur succèdent, ni des problèmes structuraux qui s'y rattachent.

Enfin, nous n'étudierons ici que le soubassement à partir du Permien jusqu'au Jurassique supérieur et la couverture crétacée jusqu'au flysch.

2) Le Permien

(B. Clément, J. Ferrière, J. Verriez)

Il est représenté par des formations détritiques renfermant des niveaux calcaires assez riches en microfaune.

1) A la suite des auteurs ayant travaillé en Othrys (J.F.), (C. Renz, G. Marinos) nous distinguerons trois régions : l'Othrys moyenne ou centrale, correspondant à la partie la plus élevée du Massif (Mont Othrys, 1726 m, Jerakowuni, 1644 m, etc...) et, de chaque côté de ce massif, l'Othrys orientale (jusqu'en bordure du golfe de Volos) et l'Othrys occidentale (jusqu'au niveau du chevauchement sur le Pinde). Le Permien affleure en Othrys moyenne et orientale.

a) Othrys moyenne. Près d'Anavra, la carte au 1/500.000 signale un affleurement de Permo-Carbonifère, mais ce n'est qu'en 1958 que G. Marinos et M. Reichel en font une étude détaillée.

Dans les lentilles calcaires situées au sein d'une série détritique schisto-gréseuse, ils notent l'existence d'organismes qu'ils attribuent au Permien supérieur avec : *Neoschwagerina cf. margaritata* DEPRAT ; *Codonofusiella paradoxica* DUNBAR et SKINNER ; *Mizzia velebilana* SCHUBERT.

b) Othrys orientale. C. Renz, le premier, signale près de Gavriani, des calcaires à Fusulines, Schwagerines et *Cyathophyllum* à la partie supérieure d'un ensemble principalement détritique. Puis, G. Marinos et M. Reichel (1958), notent la présence d'un ensemble comparable au Nord de Ptéléon : ils citent des calcaires noirs fossilifères dans la partie supérieure d'une série détritique presque au contact des dolomies et calcaires supposés triasiques, mais ne donnent pas de déterminations précises.

Dans ces calcaires noirs, l'un de nous (J.F.) y a reconnu des sections de Gastéropodes (*Bellerophon?*) et des articles de Crinoïdes. L'étude au microscope révèle l'existence d'organismes rares et mal conservés parmi lesquels M. M. Lys (*) a pu déterminer :

- *Codonofusiella nana*,
 - *Codonofusiella paradoxica*,
 - *Colaniella parva*,
- du Permien supérieur,

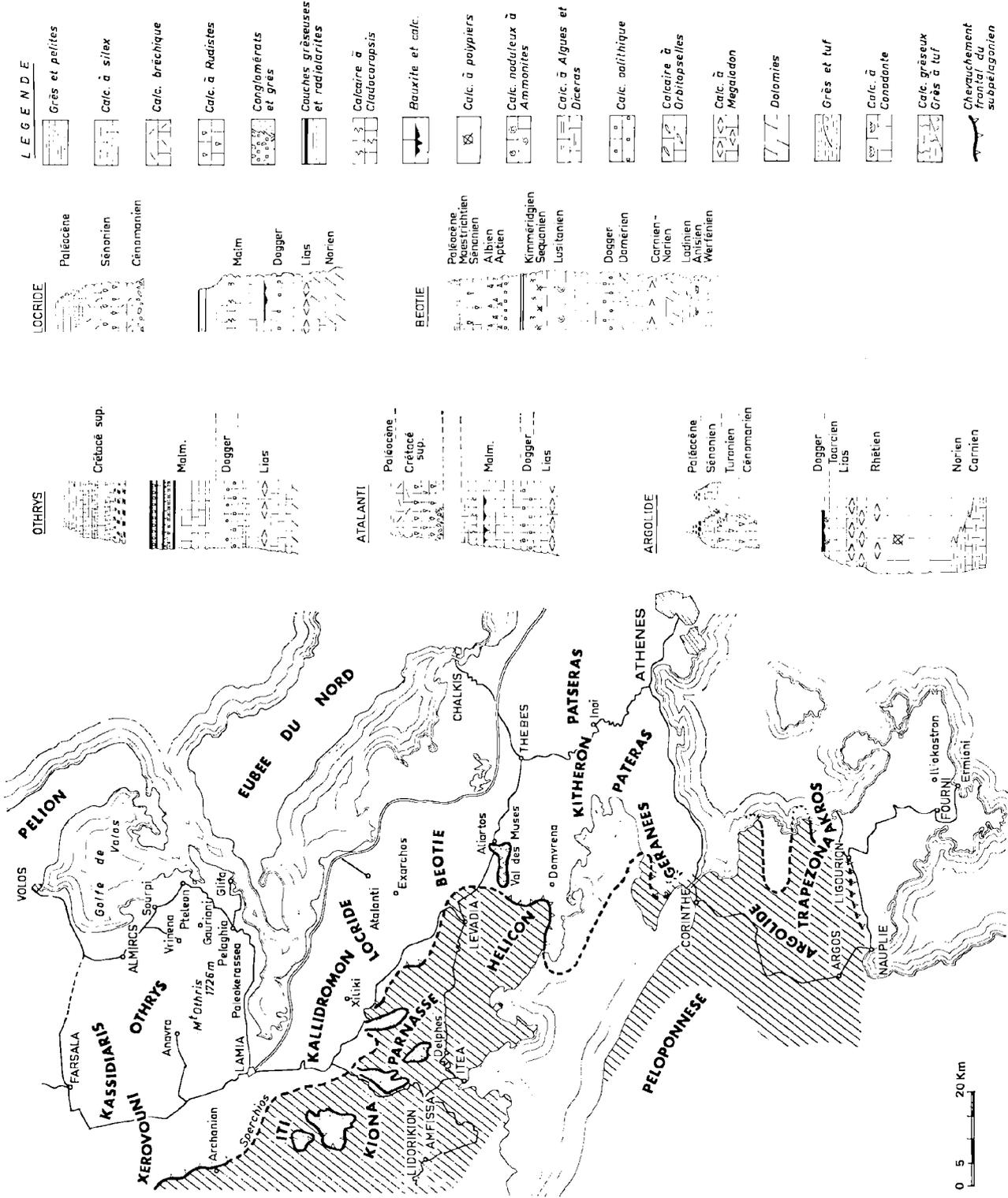
2) En *Locride*, (J.V.), le Permo-Carbonifère a été reconnu dans la région d'Atalanti par G. Maratos (1965). Il constitue le massif du Roda. Il a été daté par la présence d'*Endothyra* sp. *Endothyra* cf. *masquensis* *Archaediscus* sp., dans les lentilles de calcaire noir. D'autres fossiles à plus large répartition stratigraphique furent trouvés : *Trochammina*, *Glomospira*, *Placopsilina*.

Ces lentilles calcaires sont intercalées dans une série de type effusif, limitée au S et à l'E par les dolomies blanches du Trias supérieur ; au N et à l'W par les terrains néogènes et les alluvions récentes de la plaine d'Atalanti.

Ces formations Permo-Carbonifères ont une épaisseur de l'ordre du millier de mètres.

3) En *Béotie* (B.C.), le Permien de la zone subpélagonienne a été découvert par C. Renz (1955), puis étudié par J. Trikkalinos (1958). Il a été daté par la présence de Fusulines (*Verbekina verbeeki* GEINITZ) dans la vallée de Masi.

(*) Nous remercions M. M. Lys d'avoir bien voulu étudier nos échantillons.



Cette série est essentiellement constituée de schistes gris micacés à passées détritiques. Par endroits, apparaissent des calcaires noirs récifaux lenticulaires à Ostracodes, Fusulinidés et Gastéropodes.

La tectonique ne permet pas de voir les rapports entre le Paléozoïque supérieur et la série triasique.

3) Le Trias

(J. Charvet, B. Clément, J. Ferrière)

Le Trias supérieur est formé essentiellement en Béotie de couches gréseuses et schisteuses. Le Trias moyen est composé de calcaires noduleux rouges et de roches effusives. Le Trias supérieur se présente partout sous forme de calcaires magnésiens.

1) En *Othrys* (J.F.), le Trias est connu sous deux faciès dont les relations stratigraphiques sont incertaines :

— d'une part, les calcaires rouges à Céphalopodes ;

— d'autre part, un ensemble calcaro-dolomitique à Gyroporelles.

a) Le faciès calcaro-dolomitique. Il affleure surtout en *Othrys* moyenne et orientale. C. Renz (1955) y signale des Gyroporelles, puis G. Marinos (1956) rapporte au Ladinien des couches calcaires à *Teutloporella* aff. *herculea* STOPP. (GASCHE). Ces auteurs notent également l'existence de *Megalodon*. D'autres ensembles de même faciès sont rapportés au Trias de par leur position au contact du Permien supérieur. Au nord de Ptéléon, dans les marbres blancs situés au-dessus des calcaires noirs du Permien supérieur, G. Marinos (1960) décrit des organismes qu'il attribue au genre *Stromatopora* (?).

La nature des contacts entre le Permien supérieur et le Trias (supposé) est généralement difficile à interpréter en raison des déformations tectoniques.

Au Nord de Ptéléon, G. Marinos (1958) dessine des couches permienues et triasiques en concordance (en signalant la difficulté d'interprétation). Près d'Anavra, en revanche, il décrit une discordance nette entre ces deux formations.

Dans la région de Glifa, des venues éruptives intercalées dans des schistes rouges semblent pouvoir être rapportées au Trias par comparaison avec des régions voisines.

b) Des calcaires rouges à Céphalopodes. M. Mitzopoulos et C. Renz (1938) signalent, près d'Archanion (*Othrys* occidentale), l'existence de blocs de calcaire rouge à Céphalopodes et Halobies, rappelant les calcaires triasiques d'Epidaure en Argolide. Ils citent des faunes du Trias moyen ainsi qu'un bloc appartenant au Carnien moyen. Ce faciès pourrait être (J. Aubouin, 1958) un faciès de transition entre le faciès calcaro-dolomitique et le faciès pindique des jaspes à Halobies.

2) En *Béotie* (B.C.), le Trias affleure sur une grande surface. Il a été daté avec précision par J. Trikkalinos (1958), H. Bender et F. Kockel (1963), puis par B. Clément (1968). Il apparaît sur le permien, mais la présence de nombreuses failles ne permet pas de distinguer sa base. Dans la chaîne du Patseras-Kithéron, on observe :

— Le Werfénien, formé principalement d'une alternance de schistes micacés, de grès fins en bancs réguliers et de calcaires noduleux. On peut y voir par endroits des tufs verts finement cristallisés.

— L'Anisien, représenté par des calcaires noduleux rouges qui reposent sur des roches effusives et des calcaires à silex. Dans les calcaires noduleux rouges, on trouve des Conodontes (*Spathognathodus homeri* BENDER et *Spathognathoides gondolelloides*, *Gondolella aegaea* BENDER et *Polygnathus tethydis*).

(Le passage au Ladinien se fait par l'apparition de quelques bancs de Radiolarites).

— Le Ladinien, constitué par un ensemble de schistes friables peu consolidés en alternance avec des grès tendres, dans lequel viennent s'épancher des tufs verts et des porphyrites rouges. Au sommet de la formation, nous pouvons trouver par endroits, une épaisse série de calcaires noirs à silex à petits Lamellibranches (*Gonodon* cf. *Phillippsi* ASSMANN).

— Le Carnien-Norien, représenté par des calcaires magnésiens dans lesquels les différents auteurs ont reconnu des Teutloporelles qui indiquent les couches de transition ou le Ladinien.

Par contre, dans la série calcaro-dolomitique puissante, on peut reconnaître des Gyroporelles (*Gyroporella versiculifera* GUMBEL).

A la partie supérieure du Norien, apparaissent des Mégalodontidés et des Pernidés qui indiquent l'apparition du Lias.

3) En *Argolide* (J.C.), le niveau triasique le plus ancien est, d'après D. Bannert et H. Bender (1968), celui des tufs et kératophyres des dépressions du théâtre d'Epidaure et d'Adami, d'âge Werfénien-Anisien.

Au-dessus, viennent des calcaires noduleux "Ammonitico-Rosso" (faciès de Hallstat), des radiolarites rouges et des calcaires lités à silex,

cet ensemble représentant l'Anisien terminal au Carnien. L'Ammonitico-Rosso est, selon ces auteurs, lenticulaire, et passe latéralement comme verticalement aux calcaires à silex. Son extension stratigraphique maximale serait : Anisien supérieur à Carnien moyen. Le Trias supérieur (Norien-Rhétien) a le faciès de calcaires gris, en bancs de 50 cm d'épaisseur, ou plus massifs, à Polypiers et gros Mégalodontidés. Ces calcaires passent graduellement au Lias. A l'E de Ligourion, l'Ali Spithari présente un faciès plus pélagique de calcaires fins à silex qui continue celui du Carnien.

4) Le Jurassique (J. Charvet, B. Clément, J.M. Dégardin, J. Ferrière)

Jusqu'au Dogger, le Jurassique est calcaire. En Grèce continentale, la sédimentation carbonatée se poursuit jusqu'au Malm sous différents faciès. La partie supérieure est radiolaritique et terrigène.

a) LES CALCAIRES.

1) En *Othrys* (J.F.), par suite du manque de fossiles, les auteurs parlent généralement d'un ensemble triasico-jurassique.

Ainsi, G. Marinos (1956) décrit sous la couverture d'âge Crétacé supérieur, la "Schiefer-Hornstein Formation", ensemble de schistes et Radiolarites avec intercalations de calcaires. Les épanchements ophiolitiques s'intercaleraient également dans la partie supérieure de cette formation. Selon ce même auteur, les faciès calcaires seraient prédominants en *Othrys* orientale.

a) L'*Othrys* moyenne. Dans cette région, quelques niveaux ont pu être identifiés, notamment le Lias dans lequel, près d'Anavra, G. Marinos cite *Paleodasycladus mediterraneus* PIA (GASCHE), le Dogger où aucun fossile n'est cité, enfin le Malm dans lequel C. Renz (1955) signale des calcaires à *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, qu'il considère comme appartenant à la zone du Parnasse-Kiona, la zone subpélagonienne chevauchant largement cette dernière. C. Marinos (1956) s'oppose à cette conception et affirme l'appartenance des calcaires à *Cladocoropsis* à la zone subpélagonienne. Il date ainsi les Ophiolites qui recouvrent ces calcaires attribués au Kimméridgien.

Nous avons pu observer (J.F.) également des niveaux de calcaires blancs oolithiques ou graveleux à Lituolidés en alternance avec des schistes rouges à radiolaires et quelques niveaux plus

gréseux, puis des radiolorites franches de couleur rouge sombre. Ces niveaux rappellent ceux décrits récemment par J.P. Bassoullet et C. Guernet (1970), et que ces auteurs rapportent au Kimméridgien-Portlandien (JS₂, coupe du Col de Pavlon).

b) L'*Othrys* orientale. Les terrains observés dans cette région, et notamment les calcaires, sont intensément recristallisés, on y distingue les formations suivantes :

— LIAS : Sur la nouvelle route de Pélaghia à Glifa, nous avons découvert des calcaires pétris de Mégalodontidés associés à des *Lithiotis*. Cette association rappelle un niveau, cité par J.P. Bassoullet et C. Guernet (1970), attribué au Lias à *Paleodasycladus mediterraneus* (coupe du Mt Ptoon).

— DOGGER : Sur cette même route, près de Pélaghia, on peut observer des calcaires oolithiques clairs comparables à ceux attribués au Dogger par P. Celet (1962) et plus récemment au Lias supérieur-Dogger (J.P. Bassoullet-C. Guernet, 1970) en Locride et Béotie.

— MALM : Les *Cladocoropsis* ne sont pas signalés avec précision dans cette région. Au Nord-Est du Monastère situé sur la route de Vrinená, nous avons trouvé, dans des calcaires marmoréens (en éboulis), un fossile que l'on peut rapporter à *Protodicerias* sp.

En résumé, l'existence d'une différence de faciès entre *Othrys* moyenne et orientale ne semble pas certaine. La faible importance des schistes et radiolarites au sein de cette dernière région semble pouvoir être mise sur le compte de l'érosion anté-Crétacé supérieur. Ces faciès semblent en effet limités à la partie supérieure du Jurassique.

2) En *Locride* (J.M.D.), le Jurassique moyen et supérieur s'observe au Sud du massif permocarbonifère d'Atalanti. En descendant le Mont Mikron-Chlomon vers le village d'Exarchos, nous rencontrons les terrains suivants :

— Sur les calcaires noirs d'âge liasique renfermant des Mégalodontes et des Pinnidés, repose une formation de calcaire oolithique attribuée au Dogger ;

— Puis vient une épaisse série de calcaire compact, gris, comprenant quelques passées graveleuses, au sommet de laquelle repose un horizon de bauxite ;

— Le toit des bauxites est constitué par des calcaires compacts noirs, dans lesquels on trouve de nombreux *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Le sommet de cette série calcaire est marqué par l'apparition de petits silex. Ces silex, sous forme de nodules, deviennent de plus en plus importants et se transforment en lits siliceux alternant avec des lits calcaires. Cette formation passe progressivement aux radiolarites.

3) Le Jurassique s'observe principalement dans la partie occidentale de la *Béotie* (B.C.). Il est caractérisé par une sédimentation carbonatée du Lias au Malm (fig. 9) :

a) Le Lias, constitué par une épaisse série de calcaires noirs biodétritiques à *Mégalodontes* au sommet de laquelle le Domérien s'individualise par des calcaires noirs à *Orbitopsella praecursor* GUMBEL. Ce gisement s'observe sur la retombée occidentale du Kitheron en bordure du Golfe de Corinthe.

b) Le Dogger est dépourvu de faune, et se présente sous l'aspect d'un calcaire oolitique très monotone.

c) Le Malm présente deux faciès fondamentaux qui attestent d'une sédimentation différenciée à cette époque :

1) Ensemble de calcaire gris à Algues (Thaumatopores-Codiacées tiges de Characées) à Foraminifères,

Textulaires et Pfenderines) et un Hydrozoaire (?) (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX). Sur ce calcaire, reposent des radiolarites qui forment le soubassement des roches vertes. Ce faciès est visible dans le Mont Korombili et dans la partie méridionale de la Béotie.

2) Ensemble de calcaire gris blanc, identique au précédent, mais qui s'individualise au Lusitanien en donnant : 20 m de calcaire grumeleux rouge et jaune ("Marbre de Domvréna"), à Ammonites (*Lytoce-ras* sp., *Phylloceras méditerranum* NEUMAYR et *Aspidoceras gemellara* FONTANES), puis 40 m de calcaire marneux gris clair du Séquanien supérieur au Kim-méridgien inférieur à Madréporaires (*Stylosmia michelini* EDW. et H., *Stylirialobata* GOLDFUSS, *Stylina microcoenia* DE FROM., *Cryptocoenia nivernensis* BEAND., *Cryptocoenia sexradiata* GOLDF., *Myriophyllia angustata* D'ORB., *Trigerastraea gourdani* DE FROM., *Avalastraea crassa* KOPY, *Latiastreaa variabilis* ETAL.).

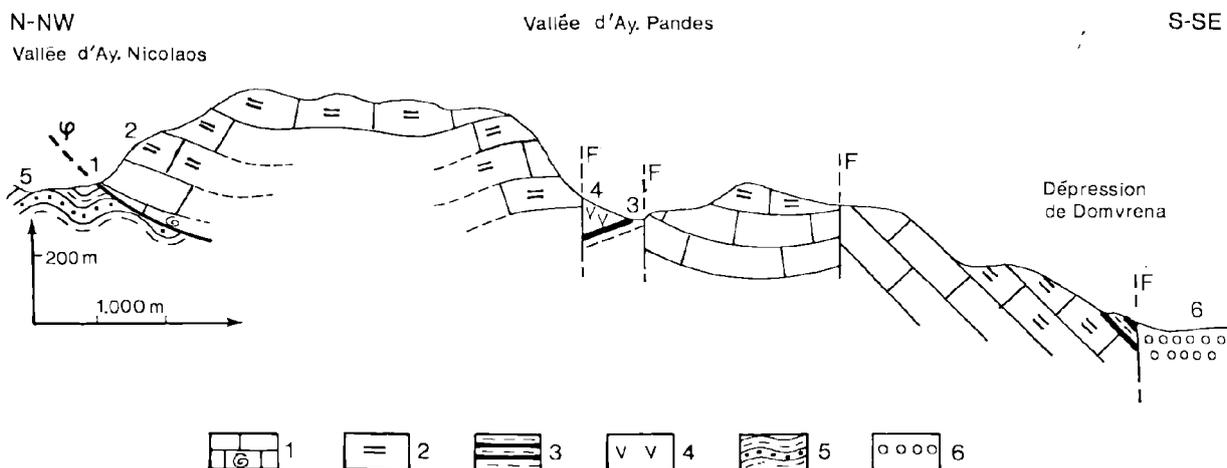


FIG. 9. — Le Jurassique de la région de Domvréna.

1 : Calcaire noduleux rouge à Ammonites. — 2 : Calcaire blanc à Dicéras. — 3 : Radiolarites. — 4 : Roches grenues basiques serpentinisées. — 5 : Flysch paléocène. — 6 : Conglomérats et brèches néogènes.

Ce faciès appartient à la partie frontale de la nappe subpélagonienne qui vient chevaucher le flysch paléocène du Parnasse dans la région située au Nord-Ouest du village Domvréna et l'Ouest du village Koronia.

4) *En Argolide* (J.C.), le Jurassique est représenté sous un faciès calcaire au maximum jusqu'au Dogger (*). La figure 10 montre une coupe assez

caractéristique de cette région. Levée à 1,5 km à l'Est de Bafi, elle montre successivement :

a) Des calcaires gris clair, d'abord à gros *Mégalodontidés* (Trias terminal), puis sans microfaune notable, en

(*) Cette extension réduite ne permet pas de différencier le Jurassique décrit ici des faciès parnassiens du Trapézona. Si les études ultérieures montrent la grande ampleur et donc le caractère fondamental du chevauchement des ophiolites sur la série terrigène (voir plus loin), les faciès cités en Argolide méridionale devront alors être attribués à une zone plus externe ; ils sont considérés pour l'instant, comme sub-pélagoniens de par leur relation, au moins de position, avec les roches vertes.

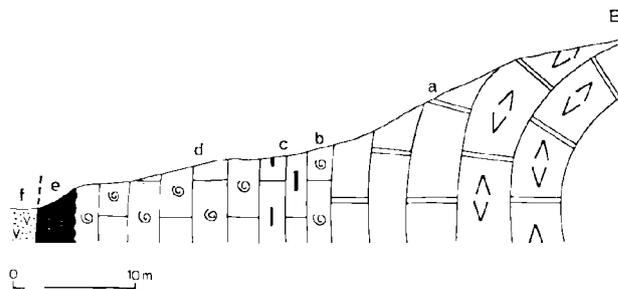


FIG. 10. — Coupe du Jurassique à l'est de Bafi. (Légende dans le texte).

bancs d'ordre métrique, alternativement fins et graveleux, contenant une microfaune peu caractéristique à cachet liasique.

b) 1 à 2 m de calcaire noduleux, de type Ammonitico-Rosso.

c) 3 à 4 m de calcaire gris à taches rousses à rognons de silex rouges (par comparaison avec la coupe voisine de Panajitsa, décrite par Kottek, les niveaux b et c pourraient être du Domérien).

d) Environ 15 m de calcaire noduleux Ammonitico-Rosso, plus ou moins marneux, par places, daté du Toarcien (gisement L de A. Kottek, 1966, p. 141).

e) 3 m de radiolarites rouges, holosilicieuses, plaquées directement sur le dernier banc calcaire qui semble paléoraviné.

f) Une zone écrasée de tufs et serpentines en contact ici tectonique avec les radiolarites.

Cette série se retrouve pratiquement dans toute l'Argolide orientale et méridionale.

Les calcaires gris ou blancs du Trias supérieur se poursuivent dans le Lias inférieur ; ils fournissent, selon les gisements, quelques Durga, des Lithiotis (bord méridional du massif de Didhimi, W et E de Fourni) ; H. Süsskoch y signale *Paleolasycladus mediterraneus* PIA dans le massif de Didhimi. Ces calcaires atteignent le Domérien. Au-dessus, se développe généralement un niveau Ammonitico-Rosso, parfois plus bréchique que noduleux, admettant par places (comme dans la coupe décrite) des intercalations de calcaires à silex ; il représente essentiellement le Toarcien mais, comme il est de règle pour ces faciès condensés, son extension stratigraphique peut varier et s'étendre du Domérien au Dogger pro-parte (Aalénien), comme le montrent les faunes d'Ammonites qu'il a livrées (A. Kottek, 1966).

La superposition directe des radiolarites à l'Ammonitico-Rosso est fréquente. Il existe souvent, lorsque le contact est visible, un encroûtement ferrugineux (Hard-Ground) sur le dernier banc calcaire, lequel peut aussi être raviné. Cela traduit la possibilité d'une lacune stratigraphique, difficilement appréciable, entre calcaire et radiolarites. Cependant, le passage aux radiolarites peut se faire plus progressivement par des calcaires à silex (région de Trachia) et des récurrences de ce faciès s'intercaler dans les radiolarites.

Enfin, la série d'Ali-Spithari, à l'Est de Ligourion, ne contient pas de niveau Ammonitico-Rosso mais garde au Lias son faciès de calcaires fins à silex, plus ou moins bien lités. Elle passe ainsi progressivement, au col entre Koliaki et Paléo Epidauros, aux Radiolarites et à la série détritique infra-ophiolitique. Paléogéographiquement, il sem-

ble y avoir là pérennité au Jurassique d'un domaine relativement pélagique depuis le Trias, alors qu'ailleurs, l'Ammonitico-Rosso traduit, au Lias supérieur, le passage du néritique (calcaire à Mégálon) à la sédimentation pélagique.

b) LA SÉRIE DÉTRITIQUE INFRA-OPHIOLITIQUE (P. Celet, J. Charvet, J. Dercourt).

Le substratum calcaire supporte en différentes régions des formations à matériel élastique situées à la base des Ophiolites.

1) *En Locride* (P.C.), sur la retombée septentrionale du Kallidromon, s'intercale entre les calcaires jurassiques et les roches ophiolitiques, une série détritique gréseuse, dans laquelle s'interstratifient des lits de jaspes rouges à radiolaires.

Les grès ont une granulométrie fine ; ils sont composés de grains de quartz ou de calcédonite anguleux associés à des éléments feldspathiques (Orthose, plagioclases) et quelques rares paillettes de muscovite. Le ciment est composé d'une poussière phylliteuse et quartzique. La roche, très pauvre en carbonates, renferme également de la chlorite et les grains de quartz sont souvent enveloppés d'une gaine phyllitique.

Ces sédiments sont moins hétérométriques et ont une composition lithologique beaucoup plus homogène que ceux du flysch éocène avec lesquels on serait tenté de les comparer. Ils sont en outre, associés à des séries pélitiques et aux radiolarites qui forment la base du cortège ophiolitique dans la région de Xiliki.

Le problème de l'âge, de la signification et de l'origine de ce complexe schisto-gréseux et radiolaritique est posé. Il semble, dans le cas précis de la Locride, que des apports détritiques internes d'origine pélagonienne notamment, puissent être envisagés.

2) *En Argolide septentrionale* (J.D.), sur le bord interne du faut-fond du Parnasse qui s'ennoie là dans le sillon du Pinde (J. Dercourt, 1964), une surface durcie est recouverte par une série radiolaritique puis grésopélitique interprétée autrefois comme la base de la formation ophiolitique et qui en est séparée par un contact anormal.

Sur le flanc Est du Mégali Lakka, le hard-ground (fig. 11a), où des fossiles liasiques ont été reconnus, repose 1 m de calcaire très siliceux recouvert de 8 m de radiolarites franches qui passent en transition à une trentaine de m d'une

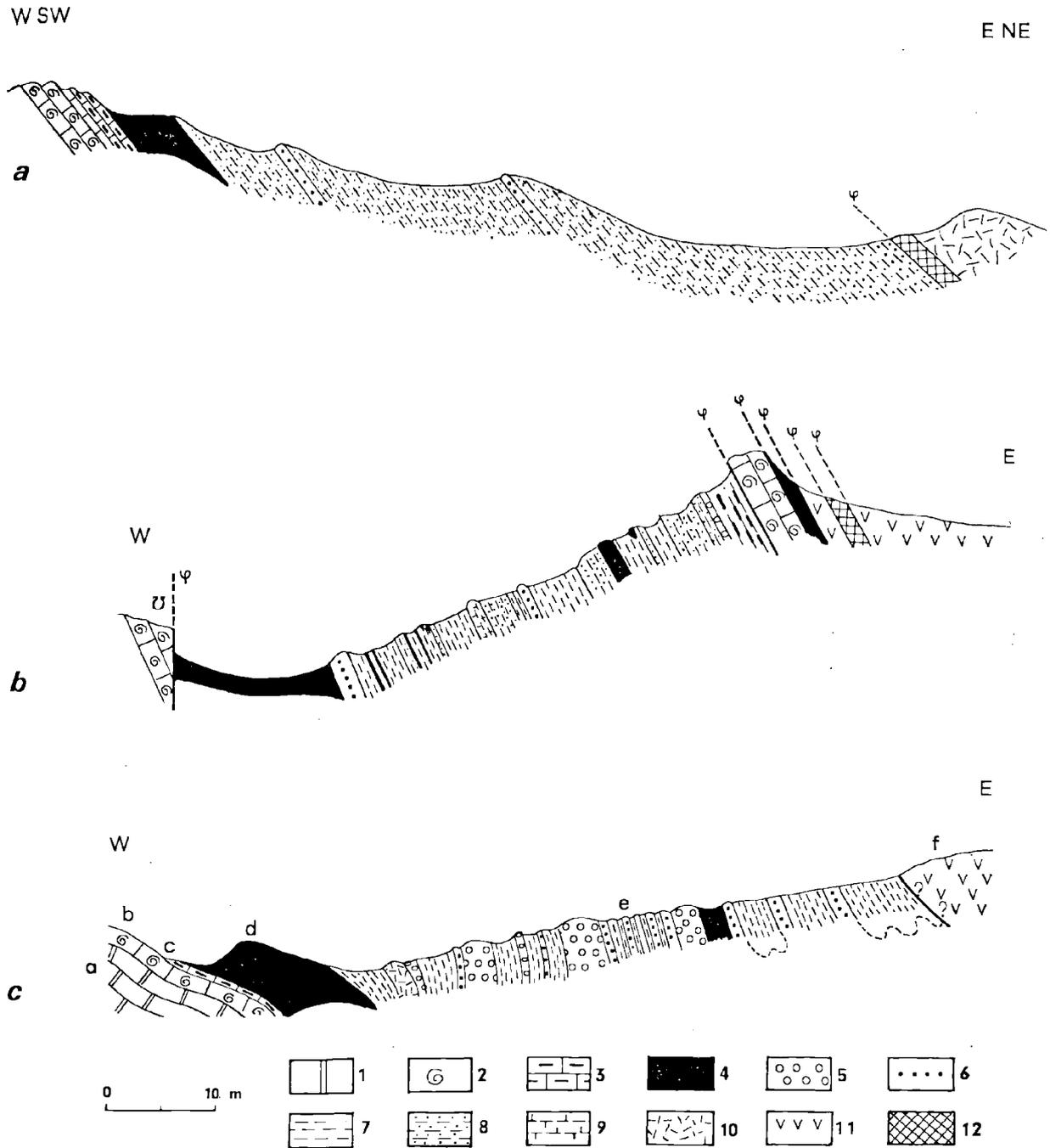


FIG. 11. — Les formations détritiques infra-ophiolitiques d'Argolide.

1: Calcaire gris du Lias. — 2: Calcaire Ammonitico-rosso. — 3: Calcaire à silex. — 4: Radiolarites. — 5: Conglomérat. — 6: Grès. — 7: Pérites gréseuses. — 8: Grès calcaireux. — 9: Alternances de pérites et Grès. — 10: Basalte. — 11: Serpentes. — 12: Mylonites. — Pour la coupe 11c: légende dans le texte.

alternance irrégulière de pélites et de grès admettant quelques banes de conglomérats à galets serpentineux. L'ensemble est recouvert tectoniquement par une masse considérable formée de basaltes écrasés, puis de serpentines, intéressées dans une série de plis kilométriques à laquelle participe la couverture sédimentaire transgressive néocrétacée (Karst et Akros).

Le contact entre la masse ophiolitique et la formation grés-conglomératique vraisemblablement plissotée peut être plus net encore. A Taxiarchis (fig. 11b), des esquilles de calcaires à Ammonites en série normale, de radiolarites, de serpentines, s'intercalent entre les deux ensembles.

Ainsi, en Argolide septentrionale, les Ophiolites chevauchent-elles une série grés-pélimitique à galets roulés du cortège ophiolitique. Bien qu'à ce stade des travaux, aucun fossile n'ait été recueilli dans cet horizon terrigène, les niveaux conglomératiques évoquent ceux de Nauplie, datés du Kimmérien depuis plus d'un siècle par des fossiles abondants mais roulés. A titre d'hypothèse de travail, on peut donc avancer qu'ici, les Ophiolites chevauchent une formation terrigène d'âge jurassique supérieur p. p. C'est là une situation homologue de celle du flysch bosniaque bien connu maintenant en Yougoslavie (R. Blanchet et al., 1969).

3) *En Argolide orientale et méridionale* (J.C.), une série élastique, pélimo-conglomératique, fait suite aux radiolarites et supporte, le cas échéant, les Ophiolites proprement dites (serpentine essentiellement). Une telle série s'observe dans de bonnes conditions à l'Est de la route rejoignant Bafí à Anofanari, au niveau de la borne kilométrique 52.

La coupe montre, d'W en E (fig. 11c) :

- a) Calcaires gris du Lias ;
- b) 1 à 2 m de calcaires noduleux, équivalents à l'Ammonitico-Rosso toarcien de la localité très voisine de Panajitsa (A. Kottek) ;
- c) Calcaire gris, 50 cm, graveleux, à intercalations siliceuses ;
- d) 5 à 6 m de plaquettes calcaires très siliceuses (radiolarites légèrement calcareuses), épaisses chacune de 10 cm dans les 3 à 4 premiers mètres, puis seulement de 2 à 3 cm ;
- e) Une cinquantaine de m d'une alternance de radiolarites pélimitiques rouges, de grès, conglomérats et quelques venues éruptives.
Les conglomérats à ciment gréseux ou pélimitique contiennent des débris de radiolarites éruptives, quelques morceaux calcaires. Les grès, également, doivent

leur couleur verdâtre à une assez grande richesse en matériel serpentineux.

- f) Quelques mètres de roches grenues basiques serpentinisées.

Le contact entre la série gréseuse et ces roches n'est pas clairement visible.

Certaines séquences de la série élastique sont d'allure flyschoides : répétition régulière des différents termes jusqu'à l'échelle du centimètre, granoclassement allant du microconglomérat au grès fin. Cependant, on n'observe pas de figures de charge ou de courants, ni de fucoides. Enfin, l'épaisseur reste malgré tout assez faible. Une telle succession affleure en maints endroits de l'Argolide sud-orientale. Elle peut être plus épaisse, comme au sud de l'Ortholithi ; elle peut aussi reposer sur une alternance de pélites rouges et de calcaires à siliceux rouges, ainsi au Nord de Tsoukalia, au bas du flanc oriental du Koni, rappelant une disposition connue sur le bord méridional du Trapézona (Dimena).

5) Le Crétacé (J. Charvet, B. Clément, J.M. Dégardin, J. Ferrière, C. Guernet)

Bien qu'elle soit très souvent décollée des Ophiolites sous-jacentes, la couverture crétacée a pu être étudiée récemment dans plusieurs secteurs particulièrement favorables. Il s'agit essentiellement de l'Othrys (où elle est comprise entre le Pinde et les massifs cristallophylliens du Pélion) et des territoires qui jouxtent le Parnasse à l'Est et au Nord. Au Sud, les formations correspondantes affleurent en Argolide méridionale.

La nature, l'âge et la position des séries transgressives varient d'une région à l'autre.

1) *En Othrys* (J.F.), la couverture Crétacé supérieur transgressive est bien représentée. Elle repose, soit sur les Ophiolites ou leur couverture radiolaritique, soit directement sur le substratum (généralement radiolaritique) de ces Ophiolites. Les coupes les plus complètes (coupe d'Ag-Marina, près du Mont Othrys, coupe au Sud de l'ancien Paleokerassea), montrent, de bas en haut :

- Un conglomérat à éléments de Radiolarites et de Roches Vertes (à Rudistes et Nérinées près d'Ag. Marina) avec, parfois, une intercalation de niveaux détritiques gréseux et argileux (épaisseur : 2 m).

- Des calcaires à *Globotruncana* en alternance avec des niveaux plus néritiques à Rudistes et à Polypiers. Dans ces niveaux, existent également des éléments de radiolarites et de Roches Vertes.

- Le Flysch succède normalement à cette formation.

Lorsque les niveaux conglomératiques manquent, les premiers niveaux transgressifs sont généralement représentés par des calcaires massifs à Rudistes. En Othrys orientale, le Crétacé supérieur semble plus détritique (nombreux niveaux marneux) que celui des régions plus occidentales.

L'âge des niveaux de base des couches transgressives a été discuté par différents auteurs :

a) Othrys occidentale. Dans le Massif de Xérovouni, J. Aubouin (1958) indique un âge Campanien inférieur à *Vaccinites archiaci* M. CH. Dans la partie orientale de cette région, à la limite avec les Kassidiaris, il date la base de la transgression du Santonien supérieur-Campanien inférieur (à *Vaccinites gaudryi* M. CH.). G. Marinos (1960) donne un âge Cénomaniens pour les couches transgressives d'Othrys occidentale.

b) Othrys moyenne et orientale : G. Marinos (1960) attribue un âge Campanien-Maestrichtien à la base de la transgression dans ces régions. Il signale toutefois, un âge Crétacé moyen dans la région d'Ag-Théodori. Dans ces mêmes lieux, nous avons également trouvé des Rudistes (très écrasés) ainsi que des Actaeonelles.

Sur le Jéракovouni et au Sud de l'ancien Paléokérassea, nous avons trouvé *Vaccinites gaudryi* M. CH. Enfin, sur la route Vrinena, des couches marno-calcaires rouges, situées sur le conglomérat de base, ont livré une association de *Globotruncana* (dont *G. concavata*) indiquant un âge Santonien.

En résumé, en Othrys orientale et moyenne, la transgression semble avoir, en général, un âge Santonien supérieur-Campanien inférieur. Mais des incertitudes subsistent, car en beaucoup d'en-

droits, les observations manquent et, lorsqu'elles existent, l'âge indiqué est rarement l'âge des couches situées à l'extrême base de la transgression.

2) *En Locride* (J.M.D.), sur la carte d'Atalanti, les terrains de la série crétacée discordante se trouvent au SW de la vallée qui descend d'Exarchos.

Une coupe (fig. 12) passant par le sommet 388, au SW de la chapelle Pahochon et orientée NE-SW, permet de voir la transgression crétacée :

— Reposant directement sur les roches vertes, la série crétacée débute par des couches de calcaire noduleux, à nombreux Rudistes. Ces Rudistes, plus ou moins roulés et décortiqués, sont très facilement dégagés. De plus, les calcaires noduleux renferment une microfaune de Miliolites et de Dicyclines.

Plus à l'Est, ces calcaires noduleux reposent en alternance sur les roches vertes et sur les Radiolarites. Les calcaires noduleux ont un puissance de 15 à 20 m environ et un pendage vers le Sud.

— Au-dessus, viennent des calcaires compacts, gris, dans lesquels on peut observer de nombreux fragments de Rudistes.

Une autre coupe, au Sud du Makokastron, permet d'observer une série détritique entre les roches vertes et les couches de calcaires noduleux à Rudistes. Cette série détritique est formée d'un calcaire jaune à nombreux fragments de radiolarites et de roches vertes. De plus, ce calcaire renferme de nombreuses Miliolites et autres Foraminifères. Plus à l'Est, la série détritique varie en épaisseur et en nature : elle passe à un poudingue dont les éléments roulés, essentiellement formés de radiolarites, sont cimentés par la silice. Au-dessus, nous retrouvons les couches de calcaire noduleux à Rudistes, puis les calcaires compacts.

3) *Au Nord de Thèbes en Béotie* (C.G.), à l'intérieur de la région comprise entre le lac Iliki

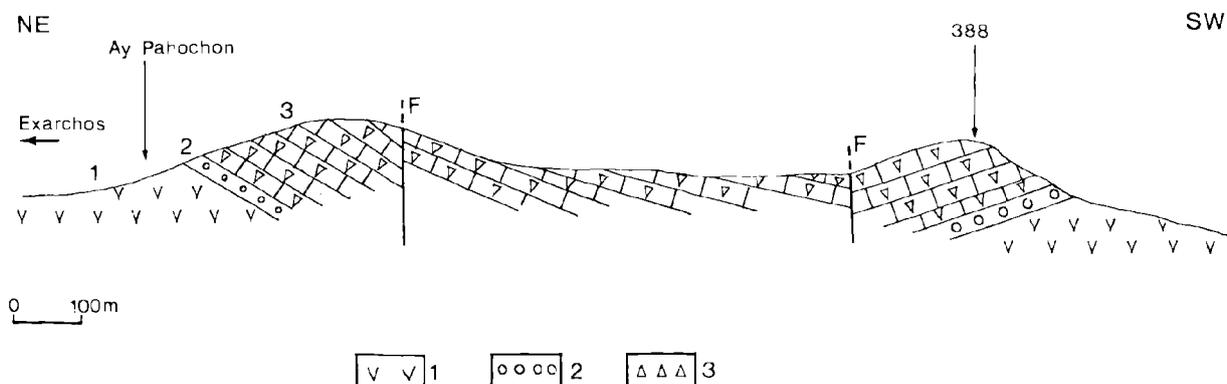


FIG. 12. — Coupe au Sud-Ouest de Pahochon.
1 : Complexe ophiolitique. — 2 : Conglomérat. — 3 : Calcaire à Rudistes.

et la dépression du Copais au Sud, le golfe d'Atalanti au Nord, les roches vertes constituent deux affleurements d'importance très inégale : l'un, très exigu, à l'Est d'Akrefnion ; l'autre, très vaste, au Sud même de la baie d'Atalanti et de la route nationale Athènes-Thessalonique. Dans ces deux cas, les roches vertes (des péridotites plus ou moins serpentinisées) sont surmontées d'une remarquable cuirasse ferrolitique, telle qu'il s'en forme actuellement en climat équatorial humide sur des roches éruptives basiques. La latérite est elle-même recouverte par les couches transgressives du Crétacé supérieur dont l'âge est Sénonien inférieur (C. Bignot et C. Guernet, 1968) (*).

4) *A l'Ouest de Thèbes en Béotie* (B.C.), le Crétacé de la zone subpélagonienne est représenté, soit par des klippes poussées sur le flysch paléocène, soit par une série transgressive directement sur le Jurassique supérieur.

Dans la région d'Aliartos, nous avons observé une formation crétacée transgressive sur du Jurassique supérieur formé de calcaire blanc compact à *Diceras* et *Lithiotis*. Cette série crétacée est formée par :

- Un conglomérat de transgression, rubéfié, d'une puissance de 10 m, à galets de minerai de fer de taille très variable, à éléments de roches vertes et à calcaires détritiques à ciment ferrugineux ;
- 10 m de calcaire microbréchiq. à traces rouges renfermant des Orbitolinidés (*Dictyoconus* cf. *reichelini* GUILLAUME, *Palorbitolina* cf. *lenticularis* BLUM.) et des Algues siphonnées de l'Aptien inférieur ;
- 20 m de calcaire biodétrit. à Textulaires, Ophthalmitidés, Ostracodes et Orbitolinidés (*Mesorbitolina* sp., *Neorbitolina conolus* DAUVILLE), de l'Albien

Dans le Val des Muses, à 2 km à l'Ouest de Paléopanagia, nous sommes en présence d'une série crétacée en contact anormal sur du flysch paléocène. On observe, de bas en haut :

- 100 m de calcaire microbréchiq. à nombreux petits graviers de minerai de fer et des fragments de Rudistes, des Orbitolines remaniées et des Orbitoïdes. Dans cet ensemble et vers le sommet, on peut voir des calcaires fins oranges à Pithonelles, *Globotruncana lapparenti* BROR., *G. coronata* BOLLI, *G. lapparenti inflata* BOLLI (?), *G. lapparenti bulloides* BOLLI, *G. gr. sigali schneegansi*, *G. cf. marginata*, du Sénonien inférieur.
- 50 m de calcaire blanc fin à petits silex et à rares bancs de calcaires microbréchiq. dans lesquels on

(*) La microfauve mise en évidence par C. Bignot (in C. Bignot et C. Guernet, 1968) comprend : *Keramosphærina tergestina*, *Montcharmontia apennimica*, *Pseudocyclammia sphaeroidea*, *Minouxia conica*, *Barkerina* sp., *Cuneolina* sp.

trouve des foraminifères (*Globotruncana* cf. *stuarti* DE LAPP., *G. cf. gansseri* (?), *G. cf. urcu*, du Maestrichtien.

- 30 m de calcaire fin blanc avec des passées rouges et quelques bancs de silex continus ; ces calcaires contiennent des Foraminifères, *Gr. elongata* ou *chrenbergi*, *Gr. pusilla*, *Cuvillierina vallisensis* (RUIZ DE GAONA), *Gr. pseudomenardi*, *Gr. gr. pusilla* (?), du Paléocène moyen à supérieur.

Le Crétacé de la zone subpélagonienne à cet endroit se termine donc par l'apparition de calcaires à silex qui annoncent l'apparition du flysch paléocène.

5) *En Argolide*, (J.C.), la transgression néocrétacée a donné naissance à des faciès variés. Au Nord, sur le massif de l'Akros (J. Dercourt, 1964), comme sur les lambeaux ophiolitiques de la dépression de Ligourion, la couverture des Ophiolites débute par un Cénomaniens marno-calcaire puis calcaire néritique, très fossilifère. Les épais calcaires à Orbitolines, puis à Rudistes, passent au Sénonien à des calcaires à silex contenant des *Globotruncana*. La fin de la série pélagico-détrit. atteint le Paléocène.

Au Sud, dans la région d'Ermioni, des faciès analogues semblent se développer. Ainsi, les montagnes de l'Asprovouni et du Mavrovouni sont constituées d'une épaisse série de calcaires gris à Orbitolines, Chrysalidines, bancs à Rudistes. Au Turonien ou au Sénonien inférieur, ils font place à des calcaires pélagiques rouges lités, à silex, livrant une microfauve de *Globotruncana*. Au Sénonien supérieur (Campanien-Maestrichtien), ces calcaires perdent leurs silex et deviennent progressivement plus marneux. Ils atteignent le Paléocène où ils passent à des calcschistes rouges à quartz détritiques. Les niveaux du Turonien au Paléocène atteignent à peine la centaine de mètres et sont donc considérablement réduits par rapport au Cénomaniens.

Mais, la couverture des roches vertes peut être d'emblée pélagique et encore plus condensée. Ainsi, 3 km environ au Nord d'Iliokastron (fig. 13), une coupe W-E montre :

- a) La série vulcano-sédimentaire à serpentines ;
- b) 1 à 2 m de schistes et fines plaquettes calcaires contenant une faune de *Globotruncana* à cachet Sénonien inférieur ;
- c) 2,5 m de calcaires lités rouges, à silex rouges, à faune du Coniacien supérieur-Santonien : *Globotruncana concavata*, *G. angusticarinata*, *Globotruncana linneiana* ;

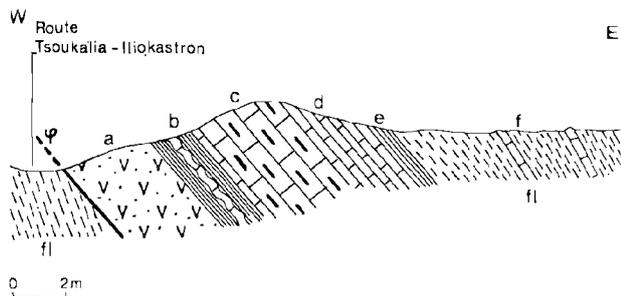


FIG. 13. — Coupe au Nord d'Iliokastron, (Légende dans le texte).

- d) 2 m de calcaires marneux en plaquettes contenant, au sommet, des Globorotalidés du Paléocène ;
- e) Environ 1 m de calcschistes passant au flysch (f).

Plusieurs coupes de ce type peuvent être levées en Argolide méridionale, dans la région de Fourni et d'Iliokastron. Dans l'attente de résultats ultérieurs, les niveaux datés dans cette couverture pélagique débutent au Turonien. Ainsi, 1 km environ au SE du village de Tsoukalia, l'alternance de schistes et plaquettes calcaires, qui surmontent les serpentines par l'intermédiaire d'une brèche peu épaisse, contiennent *Globotruncana helvetica* ; les niveaux inférieurs n'ont livré pour l'instant qu'une faune non caractéristique de Pithonelles et "Calcsphères". Le Cénomaniens n'a donc pas été formellement reconnu ici. Cependant, les auteurs allemands le signalent sous forme de calcaires lités blancs à silex (H. Süsskoch, 1967). Or, ce faciès repose sur les Ophiolites à l'Est de Fourni, avec des intercalations de marnes vertes.

Près du village de Stavropodi, cette série pélagique rouge recouvre directement au moyen de brèches basales, les calcaires gris triasico-liasiques à Mégalodontidés.

Un faciès original est enfin à signaler à l'Est de l'Argolide, au Sud du village de Kalloni. Là, des ophiolites sont surmontées d'une série flyschöide où alternent marnes et marno-calcaires verdâtres et calcaires fins gris ou gris-vert parsemés de grains de quartz et de serpentines ; les petits Globigérinidés, Pithonelles et autres Foraminifères trouvés jusqu'à présent indiquent seulement un âge Crétacé supérieur sans plus de précision.

Bref, en Argolide, on peut opposer au moins grossièrement, au-delà de la grande variabilité de détail, un type de couverture à base néritique au Cénomaniens à un type d'emblée pélagique, souvent condensé et qui pourrait débiter plus tardivement (Turonien-Sénonien inférieur).

6) Les couches de passage au flysch (J. Charvet, C. Guernet)

1) Dans la région au Nord de Thèbes (C.G.), près d'Akrefnion, les calcaires sénoniens à Rudistes sont surmontés de calcaires maestrichtiens à Orbitoïtidés. Ces derniers supportent à leur tour des calcaires en plaquettes qui contiennent des Globigérines en abondance alors que les *Globotruncana*, d'une part, les *Globorotalia* carénées, d'autre part, sont totalement absentes. Les calcaires en plaquette semblent donc se placer à l'extrême base du Paléocène (Danien) et, par suite, le flysch est lui-même paléocène, au moins à sa base.

2) En Argolide (J.C.), D. Bannert et H. Bender (1968) voient une migration du flysch du Sud vers le Nord. Celui-ci débute, selon ces auteurs, au Turonien dans la région d'Ermioni, au Campanien en Argolide médiane, au Maestrichtien-Danien près d'Epidaure. Sans exclure la possibilité de flyschs précoces (du Turonien) en Argolide méridionale, on peut dire que cela n'est pas en général. Ainsi, dans la région située au N d'Iliokastron, la coupe déjà citée (fig. 13) montre que les plaquettes calcaires atteignent le Paléocène. Elles supportent les calcschistes rouges qui assurent la transition avec le flysch.

De même une coupe, levée à environ 1 km au Sud de la précédente, donne la succession suivante (fig. 14) :

- Calcaires rouges à silex du Turonien-Sénonien inférieur (a) ;
- 10 m environ de calcaires rouges, finement lités (b) à *Globotruncana* du Campanien-Maestrichtien à la base et contenant au sommet : *Globorotalia* cf. *pseudomenardii* POLLI, *G. gr. pusilla*, *G. aff. acuta* TOULMIN, microfaune du Paléocène moyen ;
- 12 m de schistes rouges (c) ;
- 2 à 3 m de flysch (d) ;

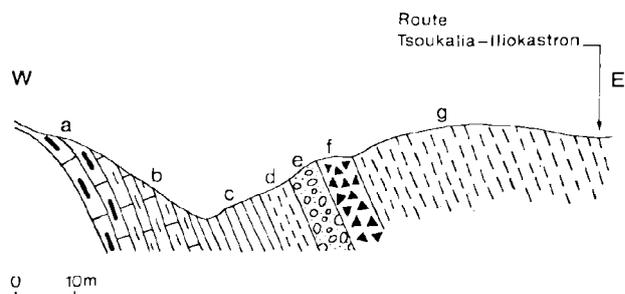


FIG. 14. — Base du flysch au Nord d'Iliokastron. (Légende dans le texte).

- Un conglomérat grossier (e) à ciment gréseux passant à des brèches calcaires grossières (f) ; la microfaune : Rotalidés, *Asterigerina* sp., Mélobésiées, Bryozoaires, évoque un âge minimal lutétien ;
- Suite du flysch gréseux (g).

On retrouve donc, en Argolide, un flysch débutant, comme au Nord de Thèbes, au Paléocène.

7) Conclusions (P. Celet)

Du seul point de vue stratigraphique envisagé ici, les résultats de ces dernières années peuvent se résumer comme suit :

1) Le soubassement normal des roches vertes intéresse le Permien et probablement le Permo-Carbonifère. Pour l'instant, rien n'indique une discordance fondamentale entre cette formation et les terrains triasiques qui la recouvrent.

2) Les Ophiolites reposent, par l'intermédiaire ou non d'une série terrigène, sur un substrat d'âge

variable, plus tardif au Nord de la Grèce qu'en Péloponnèse. La couverture crétacée peut être transgressive et discordante directement sur les calcaires tithoniques, en plein domaine subpélagonien.

3) La série détritique infra-ophiolitique présente une extension insoupçonnée en Argolide et une signification paléogéographique qui n'est pas sans rappeler celle des formations du flysch bosniaque dans les Dinarides.

4) Les calcaires de la couverture des roches vertes montent jusqu'au Paléocène en plusieurs endroits, ce qui rajeunit d'autant plus l'âge du Flysch qui débute franchement à l'Eocène, notamment en Béotie et en Argolide méridionale.

Ces données stratigraphiques permettront d'aborder l'étude structurale de la zone subpélagonienne dans de meilleures conditions et aideront à l'établissement d'une synthèse tectonique des Hellénides internes.

V. — CONCLUSION GENERALE

par J. DER COURT

1) RELATIONS ENTRE DINARIDES S. STR. ET HELLÉNIQUES AU NIVEAU DE SCUTARI-PEC.

Les zones isopiques du Gavrovo, du Pinde et subpélagonienne qui ont été suivies dans les pages précédentes, depuis Rhodes jusqu'en Albanie, buttent au niveau de l'accident de Scutari-Pec contre les unités reconnues en Yougoslavie.

Rappelons tout d'abord le problème, dans les Hellénides, de la zone isopique du Parnasse (P. Celet, 1963), haut-fond qui, en Grèce continentale méridionale, s'individualise entre les zones pindique et subpélagonienne. Il se termine paléogéographiquement en Argolide où son ennoisement a pu être suivi ; le haut-fond s'étendant loin vers le Sud à certaines époques alors qu'à d'autres, au Néocrétacé, par exemple, il ne dépassait pas l'Argolide septentrionale (J. Dercourt, 1964). Sa terminaison vers le Nord est exclusivement tectonique et, à la transversale du Sperchios, la zone parnassienne butte contre la nappe subpélagonienne qui déborde, là, largement vers l'Ouest. Rien, dans les séries stratigraphiques, n'annonce la disparition paléogéographique du haut-fond ; sa prolongation en tunnel, vers la Yougoslavie, sous les ophiolites allochtones, est encore problématique.

En Albanie, de part et d'autre de la transversale de Scutari-Pec, les structures ne se correspondent pas du tout, puisqu'au Sud, les ophiolites (la vaste nappe de la Mirdita) chevauchent la

nappe pindique débitée en écailles serrées, alors qu'au Nord, s'étend la puissante série néritique des Alpes albanaises, prolongement méridional du haut-fond du karst yougoslave. L'accident n'affecte pas sensiblement les zones isopiques externes puisque celle du Gavrovo par exemple, la franchit sans altération sensible et se retrouve en Yougoslavie.

La nature de ce considérable accident est problématique, J. Aubouin et I. Ndojaj (1964) avaient suggéré qu'il se superpose à un trait paléogéographique ancien, tel que le haut-fond s'ennoie axialement dans le sillon du Pinde. On sait que, d'une part, la série du Pinde se prolongeait en Yougoslavie par celle de Budva, avec quelques modifications dans les niveaux inférieurs de la séquence et qu'elle y était pincée tectoniquement entre les Alpes albanaises qui la chevauchent et la zone du Gavrovo qu'elle chevauche ; que d'autre part, une zone isopique, essentiellement caractérisée par un flysch bosniaque, chevauche les Alpes albanaises et est chevauchée par l'amygdale du Durmitor, lié à la zone du Lim (J.P. Rampoux, 1970). Le haut-fond des Alpes se trouve donc situé tectoniquement entre deux zones isopiques à valeur de sillons,

celui de Budva à l'Ouest, celui du flysch bosniaque à l'Est.

L'analyse stratigraphique des séries pindiques affleurant au Sud de l'accident (V. Shewu, A. Kondo, L. Peza, 1966 ; A. Xhomo, 1966 ; J. Dercourt, 1968) et celle des Alpes affleurant au Nord (A. Xhomo, L. Peza, P. Théodori, 1969), ont montré des zones de transition établissant que le haut-fond s'ennoyait vers le Sud.

La série pindique, dans les parties septentrionales de plusieurs écaillés externes, possède un Trias et un Lias néritiques, des niveaux jurassiques calcareo-siliceux, des horizons de condensation très fossilifères, une masse néocrétacée réduite et un flysch tardif annoncé par un pré-flysch : tous caractères qui peuvent être interprétés comme l'annonce d'une remontée axiale d'un sillon vers un haut-fond néritique ne subissant que rarement des influences pélagiques.

Les séries des Alpes albanaises, dans les affleurements les plus méridionaux, présentent des interstratifications de lits pélagiques dans des niveaux récifaux. Le flysch maestrichtien est transgressif sur des calcaires barrémo-aptien. Ces faits suggèrent une transition du haut-fond néritique vers le sillon.

Ces termes de passage constituent la zone de Valbona.

Ainsi, la transversale de Scutari-Pec ne présente pas une modification capitale dans l'ensemble des Dinarides qui possèdent une unité fondamentale. Les zones isopiques passent des Dinarides *s. str.* aux Hellénides de façon continue et subissent des variations du même ordre d'ampleur que celles observées soit au sein des Dinarides, soit au sein des Hellénides. Le sillon du Pinde et celui du flysch bosniaque ne forment qu'une seule et même unité paléogéographique. Ils se prolongent conjointement vers le Sud car : 1) on a découvert en Albanie — dans le Grammos — un flysch tithonique-néocomien chevauchant la série pindique et recouvrant les ophiolites en discordance (A. Kondo et B. Mese, 1969) ; 2) dans le Pinde septentrional, ce flysch est très vraisemblablement présent dans les niveaux abondamment tectonisés à la base des masses ophiolitiques (J. Terry, travaux en cours) ; 3) en Argolide, une série grésopélique et conglomératique, plus interne que le Parnasse, est chevauchée par les ophiolites (J. Charvet et M. Mercier, travaux en cours).

Dans l'ensemble des Dinarides, si la transversale de Scutari-Pec est la plus célèbre, elle n'est pas unique, et celle de Sermania présente des caractères du même type (J. Chorowiez, 1970), comme dans les Hellénides les transversales du *Kastanitikos* et du *Sperchios*. Elles ont été interprétées comme le résultat actuel des failles transformantes

fossiles affectant l'océan téthysien pendant sa genèse au cours du Trias-Dogger et servant ultérieurement de zones de facilitation tectonique ; la lèvre abaissée permettant le chevauchement plus loin vers les zones externes que la lèvre surélevée. Ces failles transformantes auraient subi une torsion entre l'époque de leur activité (Trias supérieur-Jurassique moyen) et aujourd'hui, à la faveur des mouvements longitudinaux vers le NW de l'ensemble des zones externes dinariques (J. Dercourt, 1970).

2) SIGNIFICATION DE LA ZONE SUBPÉLAGONIENNE.

On a vu dans les pages précédentes que le matériel subpélagonien est souvent divisé en diverticulations. La signification de ces diverticulations doit être examinée à la lumière des travaux récents conduits dans les Hellénides et dans les Dinarides yougoslaves. Là, on a individualisé une série bosniaque connue jusqu'à sa semelle et très caractéristique par un flysch tithonique néocrétacé ; et on a établi qu'elle chevauchait vers l'extérieur une zone pré-karstique (R. Blanchet et al., 1969). En outre, elle est chevauchée par une zone ophiolitique (sillon du Lim, J.P. Rampnoux, 1969) ou par l'amygdale du Durmitor liée à ce sillon (J.P. Rampnoux, 1970). Dans cette optique, comme base de travail, on peut avancer que :

— la diverticulation inférieure du matériel subpélagonien serait homologue de la série bosniaque et de sa semelle ;

— la diverticulation ophiolitique serait homologue, soit de la série ophiolitique du Lim, soit d'une zone plus externe (J. Dercourt, 1970).

La série sédimentaire de l'unité inférieure débute au Trias et se poursuit jusqu'à des niveaux grésos-conglomératiques attribués au Jurassique supérieur ; aucun terme plus récent n'est connu sous les ophiolites. On peut donc suggérer que la série ophiolitique a recouvert tectoniquement cette unité après le dépôt des formations terrigènes, mais peu après. L'édifice ainsi mis en place évolue comme une entité, émerge, est érodé, puis recouvert en discordance par les mers à l'Eocrétacé terminal-Néocrétacé. A l'Eocène, il devient chevauchant et l'unité inférieure toute entière ou seulement les niveaux sommitaux, solidaire de la masse ophiolitique, et sa couverture sédimentaire chevauchent les domaines externes, Parnasse en Argolide (J. Charvet, travaux en cours), Pinde en Grèce continentale et en Albanie (J. Aubouin et I. Ndojaj, 1964). Là où les écrasements sont les

plus importants (Béotie : B. Clément, 1970), des décollements secondaires se produisent qui : 1) font rejouer les contacts unité inférieure-ophiolites ; 2) produisent des décollements, tant dans l'unité inférieure que dans l'unité supérieure (P. Celet et B. Clément, 1969).

La zone subpélagonienne dans cette hypothèse n'aurait donc existé qu'après la mise en place tectonique des ophiolites sur l'unité inférieure.

La chaîne dinarique acquiert au fur et à mesure du progrès des connaissances une unité plus grande et l'on peut voir dans chaque bande transversale une polarité des zones internes vers les zones externes et dans chaque unité isopique une polarité axiale telle que les domaines septentrionaux reçoivent plus tôt et en plus grande abondance l'écho des phénomènes orogéniques et tectogéniques se déroulant au NE, ce qui incite à examiner, avec des arguments géologiques nouveaux, les liaisons entre le rameau dinarique et le rameau alpin.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBOUIN J. (1958). — Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. X, 483 p. (Thèse, Paris, 1958).
- 2) AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J. (1963). — "Esquisse de la géologie de la Grèce". Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot. *Mém. Hors-série S.G.F.*, t. II, p. 583-610.
- 3) AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1962). — Zone pré-apulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo en Péloponnèse occidentale. *B.S.G.F.*, (7), t. IV, p. 785-794.
- 4) AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1965). — Sur la géologie de l'Égée : Regard sur la Crète (Grèce). *B.S.G.F.*, (7), t. VII, p. 787-821.
- 5) AUBOUIN J., DERCOURT J., NEUMANN M. et SIGAL J. (1965). — Un élément externe de la zone du Pinde : la série d'Ethia (Crète, Grèce). *B.S.G.F.*, (7), t. VII, p. 753-757.
- 6) AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1970). — Sur la géologie de l'Égée : Regard sur le Dodécannèse méridional (Kasos, Karpathos, Rhodes). *B.S.G.F.*, sous presse.
- 7) AUBOUIN J. et NDOJAJ I. (1964). — Regard sur la géologie de l'Albanie. *B.S.G.F.*, (7), t. VI, p. 593-625.
- 8) PASSOULLET J.P. et GUERNET Cl. (1970). — Le Trias et le Jurassique de la région des lacs de Thèbes (Béotie et Loeride, Grèce). *Revue de Micropaléont.*, n° 4, Vol. 12.
- 9) BANNERT D. et BENDER H. (1968). — Zur Geologie der Argolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland). *Geologica et Paleontologica*, 2, p. 151-162, 11 fig.
- 10) BENDER H., HIRSCHBERG K., LEUTERRITZ K., MANZ H. (1960). — Zur Geologie der Olonos-Pindos und der Parnass-Kiona zone im Tal des Asklepicion (Argolis). *Ann. Géol. Pays helléniques*, 11, p. 201-213, 7 fig., 6 pl.
- 11) BENDER H. et KOCKEL C.W. (1963). — Die Conodonten der Griechischen Trias. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, 14, p. 436-000, 8 fig., 1 pl.
- 12) BENDER H. (1970). — Zur Gliederung der Mediterranean Trias. II. — Die Conodonten Chronologie der Mediterranean Trias. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, 19, p. 465-540, 13 fig. 5 pl.
- 13) BIGNOT C., GUERNET Cl. (1968). — L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région de Larymna, au Nord des lacs thébains (Grèce). *Rev. de Micropaléont.*, n° 4, vol. 10, p. 261-270.
- 14) BIZON G., DERCOURT J., NEUMANN M. (1963). — Données nouvelles sur l'âge d'apparition du faciès flysch dans la zone de Gavrovo-Tripolitza (massif du Klokova, Akarnanie, Grèce). *B.S.G.F.*, (7), t. V, p. 1100-1104.
- 15) BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., RAMPNOUX J.P. (1969). — Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-Crétacé inférieur en Yougoslavie : l'unité du flysch bosniaque. *B.S.G.F.*, (7), t. XI, p. 871-880.
- 16) BOBLAYE E.P. et VIRLET Th. (1833). — Expédition scientifique de Morée. *Sect. des Scs Phys. Géologie et Minéralogie*, t. 2, fasc. 2, p. 375, Paris.
- 17) BONNEAU M. (1970). — Les lambeaux du revers septentrional du massif des Psiloritis (Grèce moyenne, Grèce). *B.S.G.F.*, (7), t. 11, sous presse.
- 18) BRUNN J.H. (1956). — Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. 8, 358 p.
- 19) CELET P. (1962). — Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. 13, 446 p.
- 20) CELET P., CLÉMENT B. (1969). — Sur la géologie de l'Hélicon Oriental (Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 191-200.

- 21) CHOROWICZ J. (1970). — La transversale de la Srmanja aux confins de la Croatie et de la Bosnie Herzégovine. *B.S.G.F.*, (7), t. 11, sous presse.
- 22) CHRISTODOLOU (1960). — On the Geology of the Thivai-Paralimni Area. *Inst. Geol. and Subsurf. research, Athens*, t. XIII, vol. 1.
- 23) CHRISTODOLOU (1970). — Zum geologischen Bau des Gebietes von Loutrakion. *Aj. Theodor. Teknika zronika*, 7/529, July 1970, p. 415-427.
- 24) CIRIC B. (1960). — Ueber die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden und analoger Bildungen. *Rep. XXI st. Intern. Geol. Congr. Norden*, sect. 21, Abstr., p. 211.
- 25) CLÉMENT B. (1968). — Observations sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique (Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, Fasc. 9, p. 332.
- 26) CREUTZBURG N., KLOCKER P. et JUSS S.E. (1966). — Die erste triadische Ammonoiden fauna der Insel Kreta. *Ber. natur f. Ges. Freib.*, Bd. 56, p. 183-207.
- 27) CREUTZBURG N. et PASTAMATIOU J. (1966). — Neue Beiträge zur Geologie der Insel Kreta, *Inst. For. Geol. and Sub. Res.*, Bull. , t. IX, vol. 2, p. .
- 28) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. Géol. Pays helléniques*, vol. XV, p. 1-417.
- 29) DERCOURT J. (1970). — L'expansion océanique actuelle et fossile. *B.S.G.F.*, (7), t. 11, sous presse.
- 30) DERCOURT J., FLEURY J.J. et MANIA J. (1970). — Sur la signification d'un épisode détritique précoce dans la zone de Gavrovo-Tripolitza, en Péloponnèse occidentale (Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 255.
- 31) DERCOURT J., MAUVIER A. (1963). — Sur l'âge des tufs rhyolitiques d'Epidaure (Argolide, Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 307.
- 32) FLEURY J.J. (1970). — Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes du Klokovala (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). *Rev. de Micropaléontologie*, vol. 13, n° 1, p. 30-44.
- 33) FLEURY J.J. (1970). — Sur les modalités d'installation du flysch du Pinde au passage Crétacé-Eocène (Grèce continentale et Péloponnèse septentrional). *B.S.G.F.*, sous presse.
- 34) GODFRIAUX I. (1965). — Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse ronéotypée et *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. 19, p. 1-282 (1970).
- 35) Institut Français du Pétrole et Institut de Géologie de Grèce (1966). — Etude géologique de l'Epire, Grèce nord-occidentale. *Technip ed. Paris*, 306 p.
- 36) JACOBSHAGEN V. (1967). — Cephalopoden - Stratigraphie der Hallstätten Kalke am Asklepieion von Epidauros (Argolis, Griechenland). *Geologica et Paleontologica*, 1, p. 13-33, 8 fig., 2 pl.
- 37) KOBER L. (1929). — Die gross Gliederung der Dinariden. *Zentr. F. Min.*, Abt. B, p. 425-437.
- 38) KONDO A. et MESE B. (1969). — Le Crétacé de la zone de la Mirdita. *Permbledhje studimesh.*, vol. 13, p. 91-99.
- 39) KOTTEK A. (1966). — Die Ammonitenabfolge des griechischen Toarcium. *Ann. Géol. Pays helléniques*, 17, p. 1-157, 67 fig., 17 pl.
- 40) KTENAS C. (1924). — Formations primaires semi-métamorphiques du Péloponnèse central. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 61-63.
- 41) KTENAS C. (1926). — Sur le développement du Primaire en Péloponnèse central. *Prak. Akad. Ath.*, t. 1, p. 53-59.
- 42) KUSS S. (1963). — Erster Nachweis von Permischen Fusulinen auf der Insel Kreta. *Prak. Akad. Ath.*, 38, p. 431-436.
- 43) LYS M. et THIEBAULT F. (1971). — Données nouvelles sur l'âge des schistes en Péloponnèse. *C.R. Ac. Sc.*, t. 272, p. 196-197.
- 44) MAILLOT H. (1970). — Etude géologique d'un secteur de l'Elide (Péloponnèse central, Grèce). *D.E.A.*, Lille.
- 45) MANIA J. (1970). — Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central, Grèce). *D.E.A.*, Lille.
- 46) MANSY J.L. (1969). — Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). *D.E.A.*, Lille.
- 47) MARINOS G. (1956). — Über Geologie, Petrologie und Metallogeneese des Ophiolit-komplexes in Ostgriechenland. *Berg. und Hütten Monatsch.*
- 48) MARINOS G. (1960). — Paleontologie and Stratigraphic investigations on eastern continental Greece. (*E.G.E. Athènes*).
- 49) MARINOS G. et REICHEL M. (1958). — The fossiliferous Permian in eastern continental Greece and Euboea. *Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes.
- 50) MERCIER J. (1966). — Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce), vue d'ensemble. *B.S.G.F.*, (7), t. VII, p. 1020-1049.
- 51) MITZPOULOS M. et RENZ C. (1938). — Fossilführende Trias Im Grieschischen Othrysgebirge. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 31, p. 71-73.
- 52) MUTTI E., OROMBELLI G. et POZZI R. (1965). — Geologie map of Rhodes Island (Greece). *Geol. Inst. Univ. Athènes*.
- 53) NEGRIS P. (1977). — Annonce de la découverte dans la vallée du temple d'Esculape (Asclepieion) dans l'Argolide, de deux gisements d'Ammonites et d'Orhoceres triasiques. *B.S.G.F.*, (4), t. VII, p. 39-41 et 61-63.
- 54) NEGRIS P. (1908). — Sur la répartition des Halobies dans le Péloponnèse occidental. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 147, p. 1008-1010.
- 55) OROMBELLI G. et POZZI R. (1967). — Il Mesozoica nell'isola di Rodi (Grecia). *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 71, p. 855-880.

- 56) PAPASTAMATIOU J. et REICHEL M. (1956). — Sur l'âge des phyllades de l'île de Crète. *Ecl. Geol. Helv.*, 49, p. 147-149.
- 57) PARROT J.F. (1967). — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). *Thèse 3^{me} cycle, Paris* (ORSTOM).
- 58) PEZA L. (1970). — Opinions définitives sur l'âge de la voûte des bauxites de la coupe normale de Shkalle e vajes (Kruje). *Permbledhje Studimesh*, n° 1, (14), p. 63-73.
- 59) PHILIPPSON A. (1951). — Die Griechischen Landschaften. Eine Landeskunde. 4 vol. Frankfurt am Main.
- 60) POZZI R., et OROMBELLI G. (1965). — Sulle teneo-maniana dei calcari in Lindo (Isola di Rodi, Grecia). *Rend. Acad. Nat. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e nat.*, ser. VIII, vol. XXXVIII, p. 897-901.
- 61) RAMPNOUX J.P. (1970). — Les Dinarides internes Yougoslaves (Serbie méridionale et Monténégro oriental). Stratigraphie, évolution paléogéographique et magmatique. *B.S.G.F.*, (7), t. XI, sous presse.
- 62) RENZ C. (1906). — Über neue Trias vorkommen in Argolis. *Zentr. Für. Min.*, n° 9, p. 270-271.
- 63) RENZ C. (1910). — Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. *Jahrb. Osterr. Geol. R.A.*, Bd. 60.
- 64) RENZ C. (1930). — Geologische Voruntersuchungen auf Kreta. *Prak. Akad. Ath.*, t. 3, p. 271-280.
- 65) RENZ C. (1940). — Die tektonik der Griechischen Gebirge. *Prak. Akad. Ath.*, t. 8, p. 1-171.
- 66) RENZ C. (1955). — Die vorneogene Stratigraphie der normaledimentären Formationen Griechenlands. *Mem. Inst. Geol. Subs. Res.*, Athènes, p. 401.
- 67) RENZ C. (1955). — Stratigraphie Griechenlands. *Inst. For. Geol., and Subsurf. Res.*, Athènes.
- 68) SHEWU V., KONDO A., PEZA L. (1966). — La structure géologique de la région de Lisna. *Permbledhje Studimesh*, Tirana, vol. 4, p. 5-18.
- 69) SÜSSKOCHE H. (1967). — Die geologie der Südöstlichen Argolis (Peloponnes, Griechenland). *Thèse Marburg*, 114 p., 22 fig., 1 pl., 1 carte. Erich Mauersberger, Marburg.
- 70) TATARIS A. et MARAGOUKAKIS N. (1965). — The stratigraphy of the upper horizons of Tripolitza zone - Tectonic and other observations in Kynouria - Lakonia area (Peloponnesus). *Bull. Geol. Soc. of Greece*, t. VI, p. 365-384.
- 71) TERRY J. (1969). — Etude géologique d'un secteur de la Messénie septentrionale, Grèce. *D.E.A.*, Lille.
- 72) THIEBAULT F. (1968). — Etude préliminaire des séries épimétamorphiques du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional - Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVIII, 4, p. 209-214.
- 73) TRIKKALINOS J. (1958). — Beiträge zur Erforschung des Tektonischen Baues Griechenlands. *Ann. Geol. Pays helléniques*, 9, p. 268-275. (II. Stratigraphische und tektonische Untersuchung im Gebiete von Oion (Bogiati), und Ostabhang von Parnesgebirge).
- 74) TSOFLIAS P. (1969). — Sur la découverte d'Ammonites triasiques au front de la nappe du Pinde en Péloponnèse septentrional (Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 118-119.
- 75) XHOMO A. (1966). — Données sur les dépôts mésozoïques de Spiten et de Lisné. *Permbledhje Studimesh*, Tirana, vol. 3, p. 127-139.
- 76) XHOMO A., PEZA L., THEODHORI P. (1969). — Quelques faciès pélagiques du Jurassique et du Crétacé dans la zone des Alpes albanaises. *Permbledhje Studimesh*, Tirana, Vol. 11, p. 55-65.

Tectonique de la Méditerranée centrale

par André CAIRE (*)

Sommaire. — Les recherches effectuées en Afrique du Nord et en Italie méridionale par l'équipe de Méditerranée centrale permettent de proposer un modèle global des chaînes pérityrrhéniennes. Il en découle certaines règles et des hypothèses nouvelles quant au développement orogénique de l'arc calabro-sicilien. Dans cet article, on considère tout d'abord les analogies et différences entre les tronçons successifs des orogènes berbère et apenninique, et les divers types de symétrie qui s'y rencontrent. On envisage ensuite un certain nombre de problèmes, d'interprétations ou d'hypothèses, traduites par des figures accompagnées de légendes détaillées. Le texte est essentiellement consacré à la structure et à l'évolution alpine de la Berbérie orientale, de la Sicile et de son prolongement calabrais.

I. — INTRODUCTION

Depuis 10 ans, l'équipe de Méditerranée Centrale s'est consacrée à l'étude de la boucle tyrrhénienne (fig. 1, 2), c'est-à-dire à la ceinture alpine qui relie l'Algérie à l'Apennin septentrional. Ces deux dernières régions étant relativement bien connues, notre objectif était, en venant d'Afrique du Nord, de comparer au système atlasique l'ensemble calabro-sicilien. En effet, la partie méridionale de l'Italie offrait vers 1960, sur certains documents, un visage bien différent des chaînes atlasiques voisines, et cela au double point de vue tectonique et paléogéographique. Il suffit, pour s'en convaincre, d'examiner la première édition de la carte tectonique de l'Europe au 1/2 500 000, pré-

sentant la Sicile comme dépourvue de tout contact anormal, et par conséquent, de recouvrements tectoniques. Sans doute, le travail de L. Ogniben (1960), paraissant peu après le début de nos recherches, semblait-il ramener le Nord-Est sicilien à la règle structurale atlasique, mais cette œuvre révélait de telles erreurs et imprécisions que nous devions entièrement la reprendre. Et ces imperfections nous font craindre aujourd'hui les mêmes défauts dans la synthèse que L. Ogniben (1969) vient de consacrer au territoire calabro-lucanien, synthèse dont nous ne pourrions donc faire état qu'après contrôle.

Pour notre part, et à côté d'un grand nombre de publications préliminaires, nos recherches ont conduit à la soutenance de trois thèses de doctorat d'état, par P. Broquet (1968) sur les Madonies, R. Truillet (1968) sur les Péloritains orientaux et G. Duée (1969) sur les monts Nebrodi, en attendant le prochain dépôt de la thèse de G. Masele, consacrée aux Sicani. Il faut signaler en outre

(*) Département de Géologie structurale de la Faculté des Sciences de Paris (Tour 26, 9, Quai Saint-Bernard, Paris V*) et Laboratoire Associé au C.N.R.S., n° 145. Note présentée à la Séance du 27 novembre 1970.

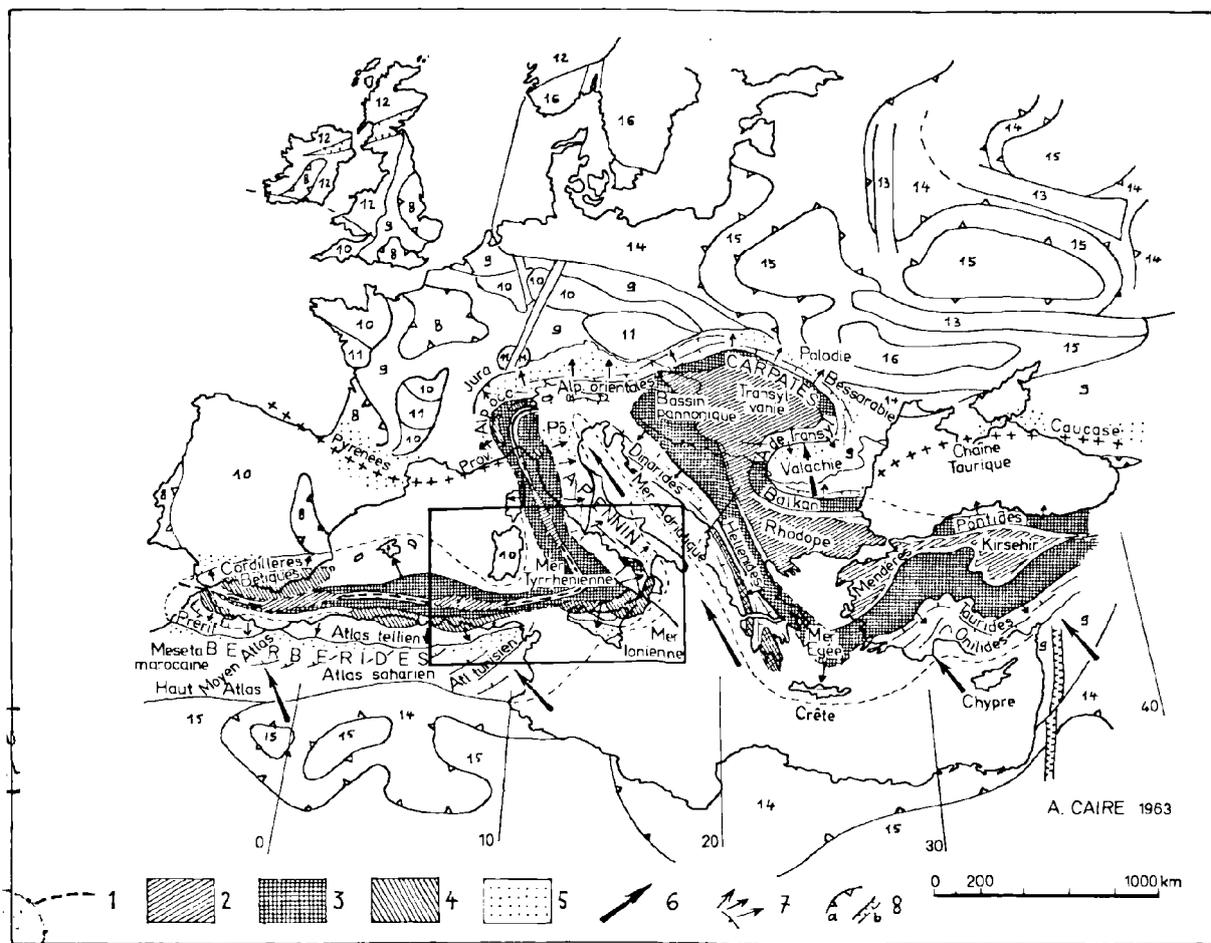


FIG. 1. — Schéma structural des chaînes alpines méditerranéennes et des plate-formes adjacentes, avec localisation de la boucle tyrrhénienne.

1 : Axe mésogéen. — 2 : Noyaux (ou massifs) médians = blocs moyens = noyaux rhodopiens = Zwischengebirge. — 3 : en Méditerranée occidentale : complexe ophiolitique et flyschs internes ; en Méditerranée orientale : domaines internes. — 4 : Noyaux ou massifs marginaux. — 5 : Avant-fosses alpines. Les deux lignes de croix représentent les chaînes intracratoniques des Pyrénées et du Caucase. — 6 : Sens des poussées fondamentales, explicables par déplacement relatif du continent africain vers le NW. — 7 : Sens des déplacements superficiels, à l'intérieur des chaînes alpines. — 8a : Contours et courbes de niveau des antécises et synclises. Les triangles sont placés du côté des fosses. — 8b : Fossés. — 9 : Parties de la chaîne varisque recouvertes par des sédiments mésozoïques et cénozoïques. — 10 : Affleurements des complexes plissés varisques. — 11 : Blocs moyens rigides (séries anciennes) repris localement dans les plissements calédoniens et varisques. — 12 : Affleurements des complexes plissés calédoniens. — 13 : Aulacogènes = sillons tectoniques intracratoniques. — 14 : Synclises (parties profondes). — 15 : Pentas de raccord entre boucliers et synclises. — 16 : Boucliers = affleurements de socle anté-calédonien.

Pour les structures extra-alpines, document consulté : A. Bogdanoff, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, 1962, p. 900.

En Méditerranée centrale, l'axe alpin est figuré en mer Tyrrhénienne, et enveloppe l'ensemble corso-sarde. Les flèches « 6 » indiquent le mouvement (relatif) de l'Atlas tunisien et des zones apenniniques externes, par rapport à l'ensemble calabro-sicilien (cf. fig. 24).

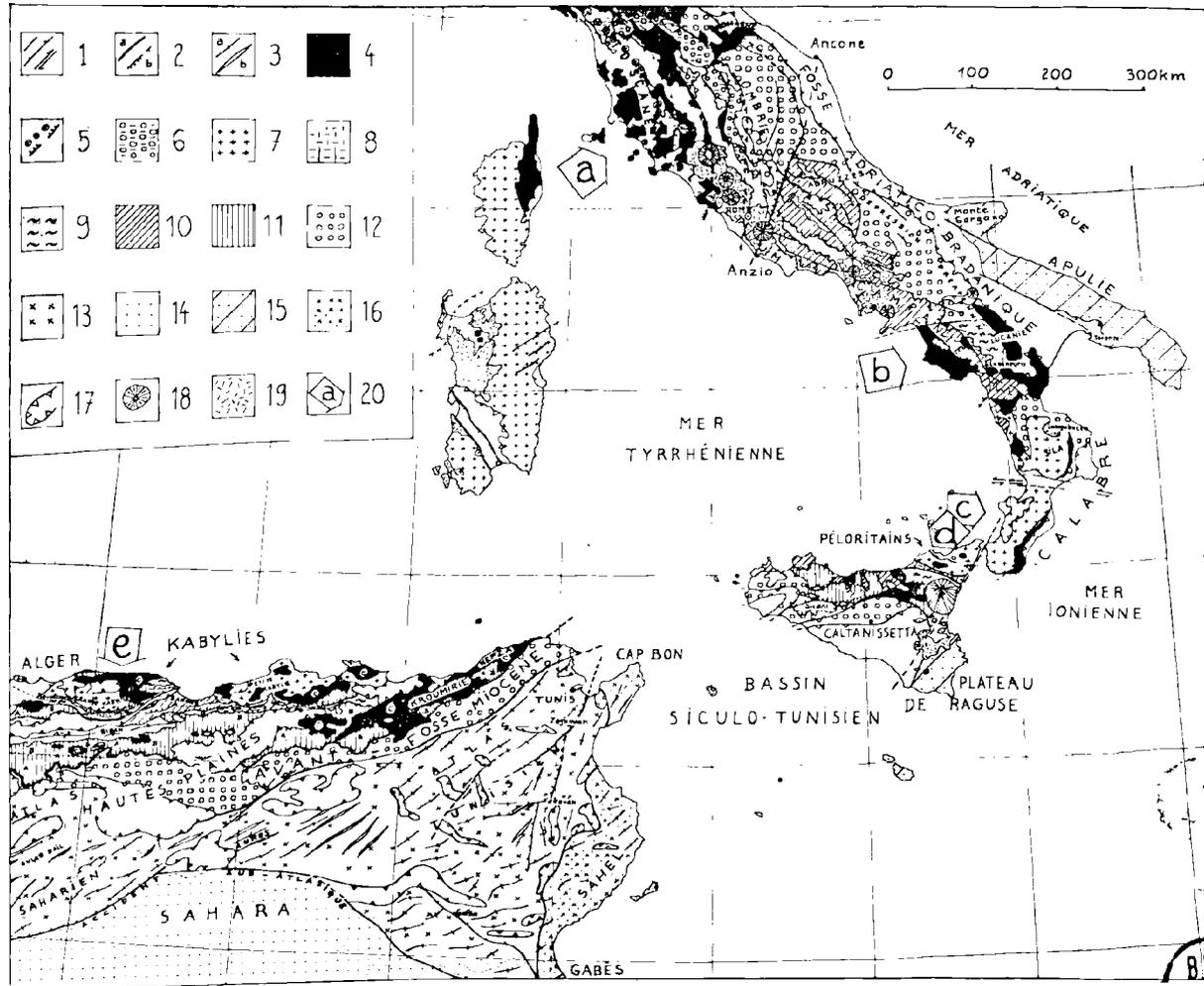


FIG. 2. — Carte tectonique de la Méditerranée centrale.

1 : Faille et décrochement. — 2a : Limite géologique majeure. — 2b : Recouvrement (front d'érosion). — 3 : Plis principaux (a : anticlinaux, b : synclinaux) d'après la première édition de la Carte tectonique de l'Europe. — 4 : Schistes lustrés et flyschs internes (avec ophiolites en Apennin septentrional et en Lucanie) : voir coupes a à f de la fig. 4. — 5 : Dorsale apuane et front de la nappe toscane (la nappe toscane étant en blanc). — 6 : Formations gréseuses oligocènes situées à l'extérieur de la nappe toscane : Pseudomacigno, grès du Monte Cervarola, du Monte Falterona, du lac Trasimène. Au bord oriental du lac Trasimène passe la limite entre séries mésozoïques : toscane à l'W et ombrienne à l'E. — 7 : Socles anté-alpins et leurs couvertures solidaires, mésozoïques ou cénozoïques. — 8 : Chaîne calcaire : ancienne couverture mésozoïque-éogène des rides kabyle et péloritano-calabraise, devenue tectoniquement indépendante de son socle ; ride toscane (v. fig. 4). — 9 : Flyschs externes : flyschs sub-kabyles (Algérie), flysch du Monte Soro (Sicile), flysch de Lagonegro (Calabre septentrionale - Lucanie). — 10 : Unités intermédiaires : Babors (Algérie), Panormide, Numidien intermédiaire (Sicile), Apennin calcaire méridional. — 11 : Nappes A et B, originaires du sillon tellien (Algérie) ; unité de Sciafani ; Numidien externe et « complexe de base » (Sicile). — 12 : Avant-fosses miocènes, contenant des olistostromes ou des klippes sédimentaires de dimensions variées. En Apennin septentrional, ce figuré couvre la série ombrienne et correspond à la formation marnoso-arenacea. — 13 : Atlas présahariens : Atlas saharien et Atlas tunisien. — 14 : Sahara : plate-forme limitée au N par l'accident nord-saharien ou sud-atlasique. — 15 : Plateau de Raguse, Apulie et Monte Gargano : avant-pays de la Sicile et de l'Apennin. — 16 : Sahel tunisien (môle de Kerkennah) et Cap Bon : aire demi-stable se prolongeant dans le bassin siculo-tunisien. — 17 : Bassins et creux intermontagneux postérieurs à la tectonique tangentielle (Mio-Plio-Quaternaire post-nappes). — 18 : Volcans (des appareils volcaniques des îles Eoliennes ou Lipari, et de Linosa, n'ont pas été chargés de ce symbole). — 19 : Vulcanites tertiaires et quaternaires. — 20 : Repérage des secteurs transversaux correspondant aux coupes de la figure 4.

Fig. 3. — Coupes schématiques à travers les orogènes berbère et apenninique.

Ces coupes intéressent les secteurs transversaux repérés par les flèches *a* à *f* sur la figure 2. Elles se proposent seulement d'indiquer les types de relations entre grandes unités structurales, ces unités n'étant pas figurées partout avec leur développement réel. Les dépôts, déformations, et failles postérieurs aux grands déplacements tangentiels sont omis, sauf dans les zones externes (parties droites des coupes).

Coupe a : *Apennin septentrional*. (Toscane d'après P. Elter, L. Trevisan, E. Giannini et M. Tongiorgi, in *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1962, p. 668-682; E. Giannini, R. Nardi et M. Tongiorgi, *Boll. Soc. geol. ital.*, 1962, f. 2, p. 17-98; R. Nardi, *ibid.*, 1965, f. 5, p. 35-92; F. Baldacci et al., *Mem. Soc. geol. ital.*, 1967, f. 2, p. 213-244.

1 : Nappe ligure, avec roches vertes ; unité des « argille et calcari » à l'intérieur, de l'Alberese à l'extérieur ; grès calcaires, calcarénites, calcaires marneux, argiles varicolores éocènes ; grès de Ranzano oligocène équivalent latéral du Macigno toscan. — 2 : Miocène néo-autochtone du domaine ligure, transporté, avec les débris des nappes ligure et toscane, jusque dans les zones apenniniques externes. — 3 : *Macigno* (flysch gréseux essentiellement oligocène) contenant des klippes sédimentaires d'Alberese et des olistostromes de la série ligure. — 4 : Détachement de portions de la nappe toscane, entraînant des débris de la nappe ligure. Ces éléments seront remaniés, dilacérés et resédimentés jusqu'en Romagne. — 5 : Nappe toscane. Sous le *Macigno* (3) sont distingués l'Eocène (*scaglia*, brèches à Nummulites et schistes polychromes — varicolores), le Crétacé et le Jurassique où dominent les sédiments carbonatés, et le niveau de décollement du Norien. — 6 : Phyllades du Carnien avec conglomérats quartzeux du Verrucano, de la nappe toscane ou du Parautochtone de la zone de Massa. — 7 : Ensemble correspondant à l'autochtone toscan — dont le bombement posthume (dorsale apuane) n'a pas été représenté ici —, au Parautochtone des Marches et d'Ombrie, et à l'autochtone de Romagne : Le Pseudomacigno oligocène de la zone de Massa, les flyschs oligocènes à burdigaliens du Monte Cervarola, du Monte Falterone et du Lac Trasimène, puis l'Helvétien et enfin le Tortonien de la formation marnoso-arenacea, témoignent de la migration vers l'extérieur des faciès clastiques. La partie supérieure de la coupe représente, schématiquement, les flyschs déplacés à l'avant de l'onde orogénique. — 8 : Dans le bassin de resédimentation tortonien de la Marnoso-arenacea sont représentées les *arenille varicolori* ligures ou toscanes, d'âge éocène à oligocène inférieur, qui emballent des lambeaux exotiques d'Alberese et de Macigno ; et le Miocène néoautochtone toscan déplacé vers l'extérieur de la chaîne.

Coupe b : *Lucanie* (d'après Cl. Grandjacquet, 1962 ; J.Cl. Bousquet et Cl. Grandjacquet, 1969).

9 : Nappe lucanienne (flysch métamorphique, flysch du Cilento et argille scagliose). — 10 : Miocène inférieur. — 11 : Nappe de Lagonegro, comportant des flyschs. — 12 : Bassin de resédimentation mio-pliocène, avec lambeaux en provenance des séries 9. — 13 : Allochtone et parautochtone de l'Apennin calcaire méridional ; autochtone externe du Bradano et du domaine apulo-garganique.

Coupe c : *Calabre méridionale* (d'après A. Caire, 1961).

14 : Flysch interne : complexe des *argille scagliose varicolori* (argiles numidiennes à *Tubotomaculum*) emballant des lambeaux de flyschs crétacés et numidiens, et de calcaire éocène. — 15 : Oligo-Miocène transgressif sur 16 et 17. — 16 : Lambeaux de chaîne calcaire glissés sur les phyllades. — 17 : Socle métamorphique péloritano-calabrais. — 18 : Bassin de resédimentation mio-pliocène de Calabre ultérieure.

Coupe d : *Nord-Est sicilien* (d'après les travaux de P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Trulliet).

19 : Flysch interne *id.* 14, et série de Reitano, où le Numidien est remplacé par un Oligo-Miocène molassique. — 20 : Oligo-Miocène molassique des Péloritains, transgressif sur 21 et 22 ; séries détritiques éogènes liées à 23 (et à la chaîne calcaire 21) ; Miocène discordant sur 23. — 21 : Lambeaux et écaillés de la chaîne calcaire, emballés dans - ou glissés sur - les phyllades du socle. — 22 : Socle métamorphique péloritano-calabrais. — 23 : Flysch externe du Monte Soro. — 24 : Numidien intermédiaire, couverture méridionale probable de 23. — 25 : Numidien externe de la zone de Sciafani, déplacé vers le S. — 26 : Bassin de resédimentation de Caltanissetta, avec olistostromes et klippes sédimentaires de flysch interne et de Numidien externe.

Coupe e : *Algérie* (A. Caire).

27 : Flysch interne (ici ultra-kabyli). — 28 : Oligo-Miocène transgressif sur 29 et 30, contenant des klippes sédimentaires de socle, de chaîne calcaire et de flysch. — 29 : Chaîne calcaire : ancienne couverture mésozoïque-éocène du socle. — 30 : Socle kabyli. — 31 : Flysch externe, ici sud-kabyli, et formations détritiques éogènes liées à 31 et à 29. — 32 : Zone intermédiaire (Babors et leur prolongement). — 33 : Flysch externe (ou interne) disloqué et recouvert transgressivement par le Miocène inférieur synchro-nappes. — 34 : Nappes A et B, couverture décollée de l'autochtone et du parautochtone intra-telliens. — 35 : Avant-fosse sud-tellienne avec klippes sédimentaires en provenance des nappes B et A.

Coupe f : *Coupe synthétique groupant les motifs essentiels des coupes a à e.*

36 : Séries internes, représentées par la nappe ligure, les nappes de Lucanie et du Cilento, les flyschs internes de Calabre et de Sicile, et les flyschs ultra-kabyliens d'Afrique du Nord. — 37 : Oligo-Miocène (localement Oligocène seul, ou Miocène inférieur seul) transgressif de la nappe et l'autochtone toscans, sur l'Apennin calcaire méridional, sur la nappe de Lagonegro, sur le massif péloritano-calabrais, sur la nappe du Monte Soro, sur les massifs kabyliens d'Afrique du Nord et sur les flyschs sub-kabyliens. Cet Oligo-Miocène contient des débris d'unités plus internes ou plus externes. — 38 : Couvertures décollées à l'avant des séries internes 36 : nappe toscane, Ombrie, Apennin calcaire méridional, chaînes calcaires de Calabre, Sicile et Afrique du Nord. — 39 : Socle anté-alpin. — 40 : Flyschs « externes » de Lagonegro, du Monte Soro, sub-kabyli, et Tertiaire lié. — 41 : Numidien intermédiaire et zone intermédiaire d'Afrique du Nord. — 42 : Bassins de resédimentation (avant-fosses néogènes) préapenninique, adriatico-bradanique, calabrais ultérieur, centro-sicilien et sud-tellien. — 43 : Formations post-nappes, omises dans les parties internes des coupes *a* à *e*.

La position des cartouches correspondant aux coupes *c* et *b* montre que la Calabre méridionale occupe une situation plus interne que l'Apennin lucanien, cette observation étant à l'origine de l'hypothèse du décrochement de Catanzaro, et de celle de la figure 24.

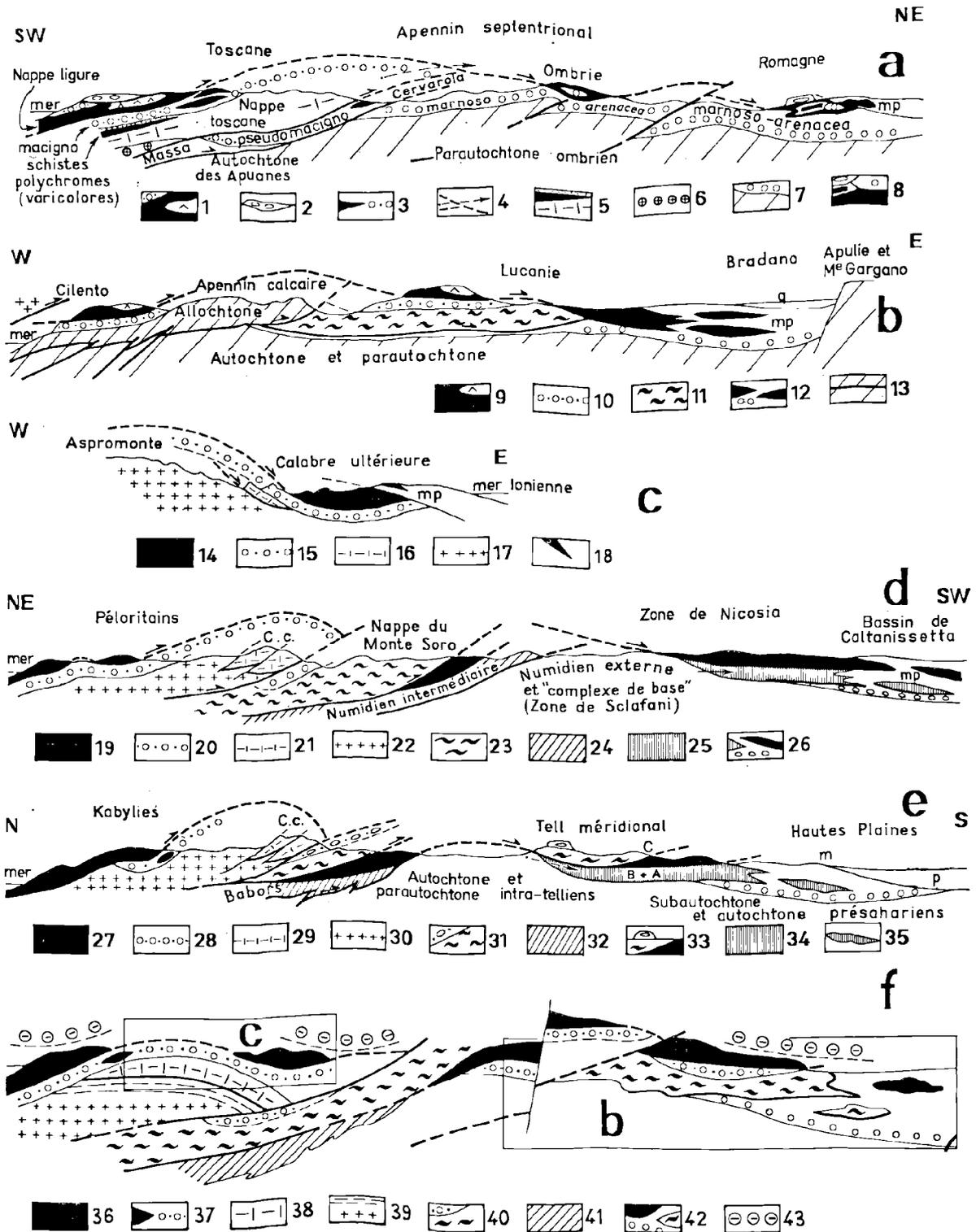


FIG. 3

FIG. 4. — La symétrie tyrrhénienne.

1 : Limite interne du Sahara, du plateau de Raguse et du domaine apulo-garganique. — 2 : Directions structurales en Campanie, dans le Haut-Bassin siculo-tunisien (Castany, 1955) et dans le fossé de Campidano (Sardaigne) ; en mer : isobathes de 1.000 et 3.000 m. — 3 : Anticlinaux et synclinaux principaux, d'après la Carte tectonique de l'Europe au 1/2.500.000 (1^{re} édition). — 4 : Déplacement des nappes plastiques et de leurs portions résédimentées (traits fins fléchés). — 5 : Avant-fosses néogènes. — 6 : Dorsale du Zaghouan et limite Ombrie-Abuzzes (ligne Anzio-Ancona). — 7 : Front d'érosion des nappes d'Afrique du Nord ; front actuel de la nappe toscane, et, en position plus externe, front du chevauchement du grès du Monte Falterona et du Lac Trasimène (d'après E. Giannini et M. Tongiorgi, 1962 ; E. Giannini, R. Nardi et M. Tongiorgi, 1962) ; limite approximative des nappes de flyschs de Lucanie, de Calabre et Sicile, abstraction faite de leurs produits de résédimentation dans les bassins externes. — 8 : Noyau kabyle et ride toscane (voir ci-dessous). — 9 : Axe de la fosse tyrrhénienne et son prolongement dans la zone de Catanzaro.

On se propose, sur ce document, de mettre en évidence la symétrie entre les principales structures de l'Apennin septentrional et des Atlas orientaux. L'ensemble lucano-calabro-sicilien participe à la même symétrie, mais il offre une nette indépendance structurale par rapport à l'alignement tuniso-ombrien. Il semble avoir été expulsé de la Tyrrhénienne occidentale, jusqu'à venir au contact de zones alpines très externes, entre l'Apulie et le plateau de Raguse (cf. fig. 24).

Les lignes fléchées situées sur les bords N et S de la mer Tyrrhénienne correspondent à d'hypothétiques zones de décollement, qui auraient guidé le déplacement du massif péloritano-calabrais, lui-même entraînant des flyschs. Ces zones de décollement et d'arrachement sont parallèles aux alignements volcaniques du Latium et des Iles Eoliennes.

La symétrie berbéro-apenninique s'opère de part et d'autre d'une zone axiale qui correspond approximativement au grand axe de la fosse tyrrhénienne, délimitée par l'isobathe — 3.000, et qui semble jalonnée par la zone de Catanzaro.

La « ride toscane », équivalent paléogéographique de la ride kabylo-péloritano-calabraise.

S'il est impossible d'observer, en Apennin, le prolongement exact du domaine kabylo-péloritano-calabrais, du moins peut-on lui trouver un équivalent dans la paléogéographie mésozoïque.

Pour ne considérer que les publications récentes de la Société géologique italienne, il peut s'agir de la « dorsale côtière » de Boccaletti et Bortolotti (1965), ride miogéoclinale d'âge crétacé, reconnue dans les terrains du versant est des Apuanes et les Monti dell'Uccellina. Plus au S, cette dorsale apparaît dans une bande qui contient Livourne et Grosseto, qui est limitée à l'E par une ligne joignant sensiblement Pise à Volterra, et qui passe au bord W du lac de Bolsena. Dans cette dorsale, le Crétacé supérieur repose en apparente concordance sur les marnes à *Posidonomya* du Dogger ou sur la Maiolica s.l. du Tithonique-Néocomien. Au-dessus et au-dessous de la lacune, les terrains ont des faciès pélagiques. La lacune ne correspond donc pas à une émergence, mais plutôt à une érosion sous-marine. Pour les mêmes auteurs, la « dorsale côtière » correspond à un miogéoclinial situé entre : 1) un eugéoclinial représenté par la série toscano-émilienne et la série ophiolitifère ligure, et 2) un miogéoclinial correspondant à la série « toscane ».

Selon Passerini et Pirini (1965), la série toscane présente, à Podere dell'Ebbo (ESE de Grosseto et NE d'Orbetello), une lacune entre les calcaires du Lias inférieur-moyen et les calcarénites éocènes. C'est ce que l'on observe dans une partie de la chaîne calcaire kabyle d'Algérie.

Boccaletti et Sagri (1966) indiquent pour leur part que, dans le Val di Lima, la lacune s'étend du Néocomien au Maestrichtien ou à l'Eocène-Oligocène.

Dans la région de Rapolano, Canuti et Macucci (1967) signalent une lacune entre le groupe des schistes polychromes de Brolio (Albien-Cénomannien) et les schistes polychromes de Dodda (Paléocène-Eocène inférieur).

Etudiant l'autochtone toscan sur la feuille Monte Altissimo (Alpes Apuanes), Giglia (1967) décrit une série très condensée du Lias inférieur au Malm, et rapproche les caractères de cette région de ceux du Briançonnais.

Le domaine ascendant, géoclinial, est situé par Baldacci et al. (1967) au Crétacé-Eocène dans la zone de Massa et une partie de la zone toscane externe.

Boccaletti et al. (1969) montrent qu'au S de l'Arno, les grandes lacunes de la « série toscane réduite » apparaissent dans une bande approximativement N-S. La limite orientale de cette zone passe par Siène, sa limite occidentale près de Volterra et Grosseto.

Il existe donc, dans le domaine paléogéographique toscan, une zone qui a reçu diverses désignations, et que j'appellerai ici « ride toscane ». Pendant le Mésozoïque et l'Eocène, cette ride présente de très grandes analogies avec le domaine kabylo-péloritano-calabrais. Dépourvue de Trias évaporitique, elle montre, du Jurassique à l'Eocène, des faciès pélagiques, profonds, des séries condensées et d'importantes lacunes.

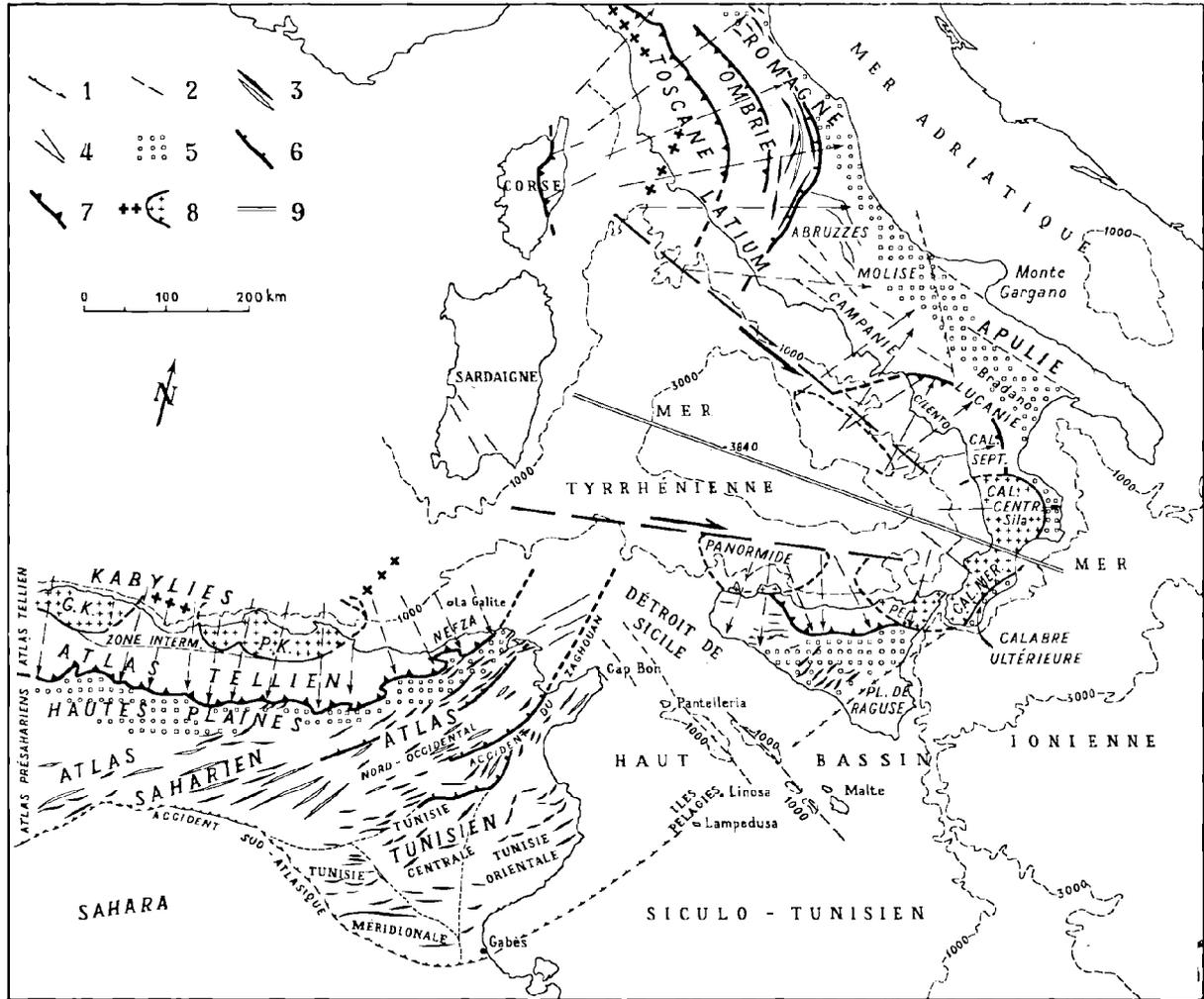


FIG. 4

quelques articles généraux et de synthèse, où l'on trouvera des compléments à la présente note : Broquet (1970 a, b), Caire (1970), Duée (1968, 1970), Mascle (1970) et Truillet (1970).

Plutôt que de reprendre le contenu de ces récentes publications, nous avons voulu, ici, grâce à une série de figures simples ou schématiques, rendre accessible au lecteur un certain nombre de faits, d'interprétations ou d'hypothèses sur la structure et l'évolution alpine de la Méditerranée Centrale. Nous y avons insisté sur la branche atlasique, ou orogène berbère, dont la partie orientale se développe d'Algérie en Calabre, pour venir recouvrir le bord sud de l'orogène apenninique. Cette continuité paléogéographique et structurale entre les zones internes d'Algérie et de Sicile (reconnue depuis Ed. Suess) est un fil directeur très précieux dans les reconstitutions palinspastiques. Et sa réalité doit être souvent réaffirmée car, périodiquement, des auteurs proposent d'autres interprétations. C'est, par exemple, et tout récemment, le cas de D.W. Baird (1967, p. 103, fig. 10) qui sépare la Sicile de la ceinture Atlas-Dinarides, et la place à l'extrémité orientale de la branche rifo-bétique. Sur cette question, comme sur la plupart des points de l'exposé, notre texte sera très bref, et ne servira que de liaison aux figures dont les légendes se suffisent à elles-mêmes.

II. — LES CARACTERES TECTONIQUES MAJEURS DE LA MEDITERRANEE CENTRALE

Les territoires dont nous présentons une rapide synthèse, entrent dans le cadre tracé sur la fig. 1. Ils apparaissent, sur la fig. 2, avec quelques détails significatifs, et la fig. 3 montre l'unité de leur plan structural, ainsi que leurs différences régionales. La fig. 4, réduisant la structure à ses traits essentiels, fait apparaître une symétrie "tyrrhénienne" entre les orogènes berbère et apenninique, la fig. 5, une autre symétrie entre Méditerranée centrale et Alpes.

Pour plus de précisions concernant la boucle tyrrhénienne à cette échelle, et spécialement pour ce qui est des séries sédimentaires et des faciès, on se reportera aux articles récents de A. Caire : Explication détaillée de la carte tectonique de l'Afrique au 1/5 000 000, "Data for orogenic studies", et "Geology and history of Sicily", publiée par la Petroleum Exploration Society of Libya (1970).

III. — LES ATLAS D'AFRIQUE DU NORD

A) Vue d'ensemble.

Les Atlas nord-africains (Berbérides) forment la bordure septentrionale, alpine, du continent africain (fig. 1, 2). En Algérie-Tunisie, on observe, au N de l'"accident sud-atlasique" :

1) Les Atlas présahariens (Atlas saharien et Atlas tunisien se relayant d'W en E avec des Mesetas et môles stables). Jouant au Mésozoïque - Eocène en plateforme (fig. 6) à sédimentation épicontinentale différentielle (jusqu'à 10.000 m de dépôts), ces Atlas sont tectonisés au Tertiaire, les

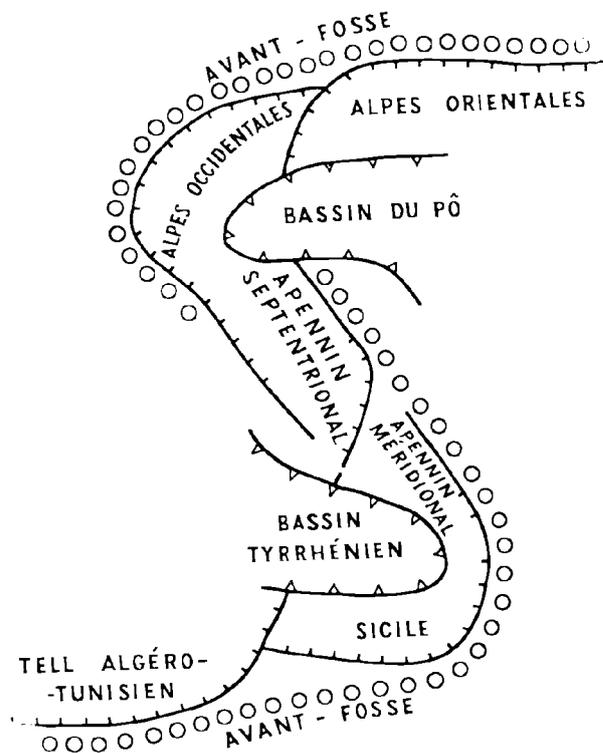


Fig. 5. — Symétrie alpine en Méditerranée centrale.

On a fait apparaître, sur ce schéma, une symétrie entre les boucles tyrrhénienne et éridanienne (Pò). Chacune des deux boucles se courbe autour d'un bassin récent (il en est ainsi, d'ailleurs, d'autres boucles alpines, comme celles de Gibraltar et des Carpates). Chaque boucle est formée de deux arcs emboîtés, et se voit cernée par une avant-fosse miocène.

Les traits barbelés représentent, sous forme très schématique, les principaux recouvrements. Ces derniers n'ont évidemment pas tous la même ampleur.

Cette symétrie peut être due, pour une part, aux mouvements antithétiques des zones internes « alpidiques » et « dinariques » : déplacements du massif péloritano-calabrais vers le SE (v. fig. 24) et déplacements alpins vers le NW (v. J. Goguel, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1963, p. 20-30).

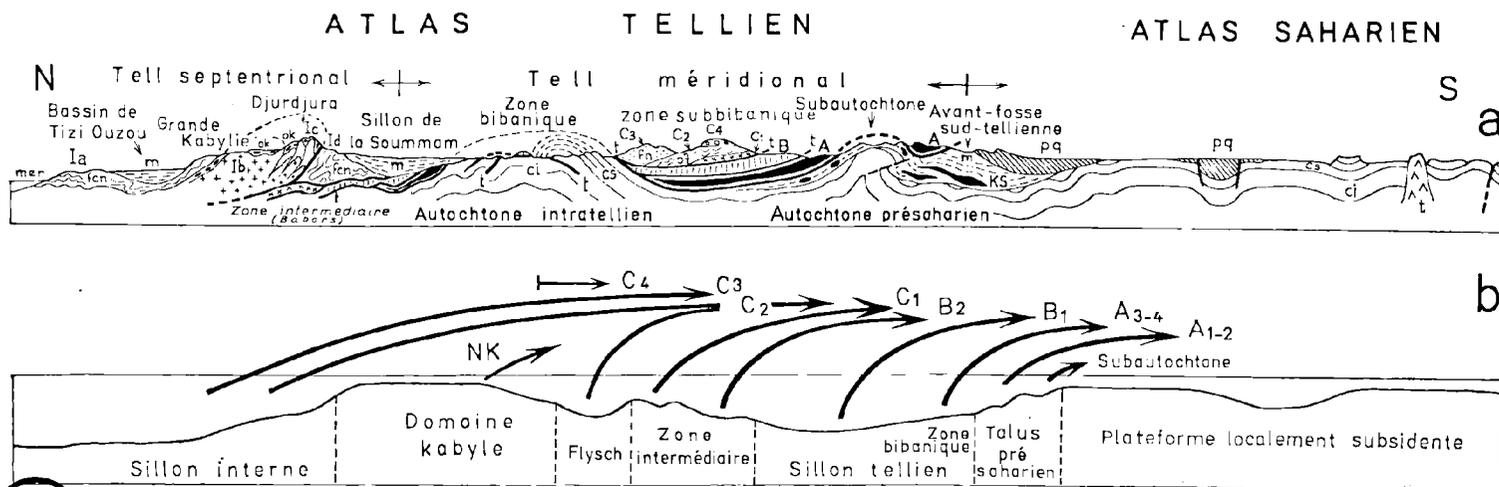


FIG. 6. — Structure et évolution du Tell algérien.

a) Coupe composite schématique N-S à travers les Atlas tellien et saharien.

La structure du Tell, figurée sur cette coupe, concerne plus spécialement l'Algérois oriental, le long du méridien de la Grande Kabylie. L'interprétation est fondée sur les données structurales recueillies dans la zone sub-bibanique, et sur leurs conséquences dans le Tell septentrional (A. Caire, Thèse Sc., Paris, 1957), ainsi que sur la distinction entre flyschs ultra- et sub-kabyle, établie en Sicile (Broquet, Caire, Dué et Truillet, 1963, C.R. Ac. Sc., Paris, t. 257, p. 2856-2858). Sous le nom d'Atlas saharien, sont réunies les structures les plus typiques des Atlas méridionaux : plis amples, avec synclinaux perchés, écaillés avec failles-plis, dômes de sel, et fossés caractéristiques de l'Atlas tunisien.

Du S au N : t : dôme de sel triasique ; ci : Crétacé inférieur ; cs : Crétacé supérieur ; pq : fosse d'effondrement plio-quadernaire (caractéristique de l'Atlas tunisien) et zone subsidente plio-quadernaire sur le bord nord de l'Atlas saharien ; m : Miocène inférieur de l'avant-fosse sud-tellienne, avec klippes sédimentaires KS ; A : unité A ; t : lames triasiques supportant les unités B et C ; B : unité B ; C₁ : lame C₁ (Sénonien conglomératique venant de la zone intermédiaire, type Babors) ; C₂ : Flyschs crétacés-éocènes (fc) ; C₃ : [Flysch numidien (fn) ou série molassique de Medjana] ; C₄ : Miocène inférieur ; cs, ci : Crétacé de la zone bibanique ; t : Trias injecté dans la zone bibanique ; m : Miocène inférieur et supérieur (série post-nappes du sillon Chéelif-Soummam) ; fen : Flysch crétacé à nummulitique ; t : Trias ; Lames Id, Ic, Ib et Ia (Flysch en position sud-kabyle, chaîne calcaire, bâti ancien des Kabylies et flysch en position nord-kabyle) ; ec : écaillés de la chaîne calcaire ; ok : Oligo-Miocène kabyle ; m : Miocène post-nappes du bassin de Tizi-Ouzou.

b) Paléogéographie sénonienne.

Plus que les profondeurs relatives de dépôt, le profil du fond indique la tendance des diverses zones : stabilité d'une grande partie de la plate-forme externe, subsidence des sillons, ascendance du domaine kabyle, instabilité des talus et zones de raccord. Les flèches tracées au-dessus du profil indiquent l'origine, le sens de déplacement et l'ordre de superposition des unités recouvrantes distinguées sur la coupe a.

phases éogène et miocène étant suivies d'érosions et réalisant un style jurassien évolué.

2) L'Atlas tellien ou Tell (fig. 6 et 7), où l'on peut reconstituer, du S au N, au Crétacé - Eocène : a) un sillon tellien à sédimentation terrigène, avec flyschs au Crétacé inférieur, puis calcaires et marnes. Ce sillon se raccorde à la plateforme présaharienne par un talus mobile, et présente vers le N un talus instable constituant la zone intermédiaire ; b) un seuil ou ride kabyle, peut-être moniliforme, de type briançonnais, dont les hauts-fonds amygdalaires se couvrent d'une série carbonatée réduite et lacuneuse. Ces hauts-fonds, qui deviendront les massifs kabyles, se dressent à l'intérieur d'une fosse où se déposent des flyschs. La phase éogène, avec paroxysme lutétien, tectonise les noyaux kabyles, provoque le glissement et l'écaillage de leur couverture (future chaîne ou dorsale calcaire), et le plissement des bordures du sillon tellien, alors que l'Oligo-Miocène " oranais " se dépose en concordance dans la partie médiane du sillon tellien, et le Numidien dans la fosse des flyschs péri-kabyles (fig. 7). La phase miocène voit la formation d'une avant-fosse sud-tellienne, le soulèvement et l'écaillage vers le S des zones déjà tectonisées, puis l'extravasation et l'écaillage des zones subsidentes non encore plissées. Les nappes plastiques, formées par les séries terrigènes du sillon tellien (avec Trias de type germanique), et les flyschs péri-kabyles, se déplacent en partie vers le N, mais surtout vers le S, se résédimentent et recouvrent l'avant-fosse (fig. 10). Celle-ci s'écaille, est rejetée vers le S et se désorganisera en bassins endoréiques subsistant l'envoyage désertique (chotts).

Dans tous ces Atlas, les phases du Miocène supérieur au Quaternaire provoquent des déformations verticales, souvent obliques à la direction E-W des zones structurales antérieures.

B) L'avant-fosse (fig. 2, 3, 4, 7, 10).

Sur le bord septentrional du domaine présaharien (Atlas et Mesetas) s'est installé au Miocène inférieur un sillon marin subsident qui joue, à l'égard des Atlas septentrionaux, le rôle d'une avant-fosse.

Celle-ci a été comblée par : 1) des dépôts de type molassique, alimentés du S en éléments détritiques fins (sables et argiles) ; 2) des débris et lambeaux de dimensions variées (du cm³ au km³)

provenant des nappes de glissement d'origine septentrionale (fig. 3, 7, 10).

Après comblement et érosion partielle, cette avant-fosse a été partiellement recouverte par le corps principal des nappes telliennes, puis engagée dans des mouvements tangentiels à vergence Sud, qui ont rejeté l'aire de sédimentation vers les Atlas méridionaux.

On observe ainsi, du Miocène au Pliocène, une tendance à la migration de cette avant-fosse vers le S, puis à sa désorganisation en bassins distincts séparés par des seuils. C'est l'origine des bassins endoréiques des types Hodna, qui empiètent sur l'Atlas saharien et reçoivent, au Mio-Plio-Quaternaire, les dépôts continentaux des Hautes Plaines. Dans les régions de seuils et d'intervalles entre les bassins, le contenu de l'avant-fosse a pu être soulevé et érodé. En d'autres points, les dépôts d'avant-fosse ont été masqués par des atterrissements récents. Pour ces raisons, l'avant-fosse miocène n'est plus reconnaissable sur toute sa longueur initiale, ou du moins son extension transversale originelle est-elle réduite en de nombreux secteurs.

C) Les Atlas septentrionaux.

Formés au Maroc par le Rif et le Prérif, les Atlas septentrionaux sont représentés en Algérie par l'Atlas tellien ou Tell, en Tunisie, par la Kroumirie et les Mogods (fig. 3).

Leur structure est essentiellement caractérisée par un empilement de nappes d'âge miocène, qui ont été charriées vers le S. Après la mise en place de cet allochtone, des massifs locaux se sont soulevés, amenant au jour des parties profondes de l'édifice tectonique. Parmi ces massifs, une place à part doit être faite aux noyaux kabyles et aux massifs du Chélif, dans lesquels on observe les principaux affleurements de terrains anté-alpins des Atlas septentrionaux.

1° L'ÉVOLUTION ALPINE DES ATLAS SEPTENTRIONAUX.

Du Trias au Quaternaire, on peut distinguer schématiquement trois grandes périodes.

a) *Période pré-tectogénique*, du Trias à l'Eocène moyen, où les processus sédimentaires dominent. Des zones de faciès, allongées dans une direction sensiblement E-W, donc grossièrement parallèles

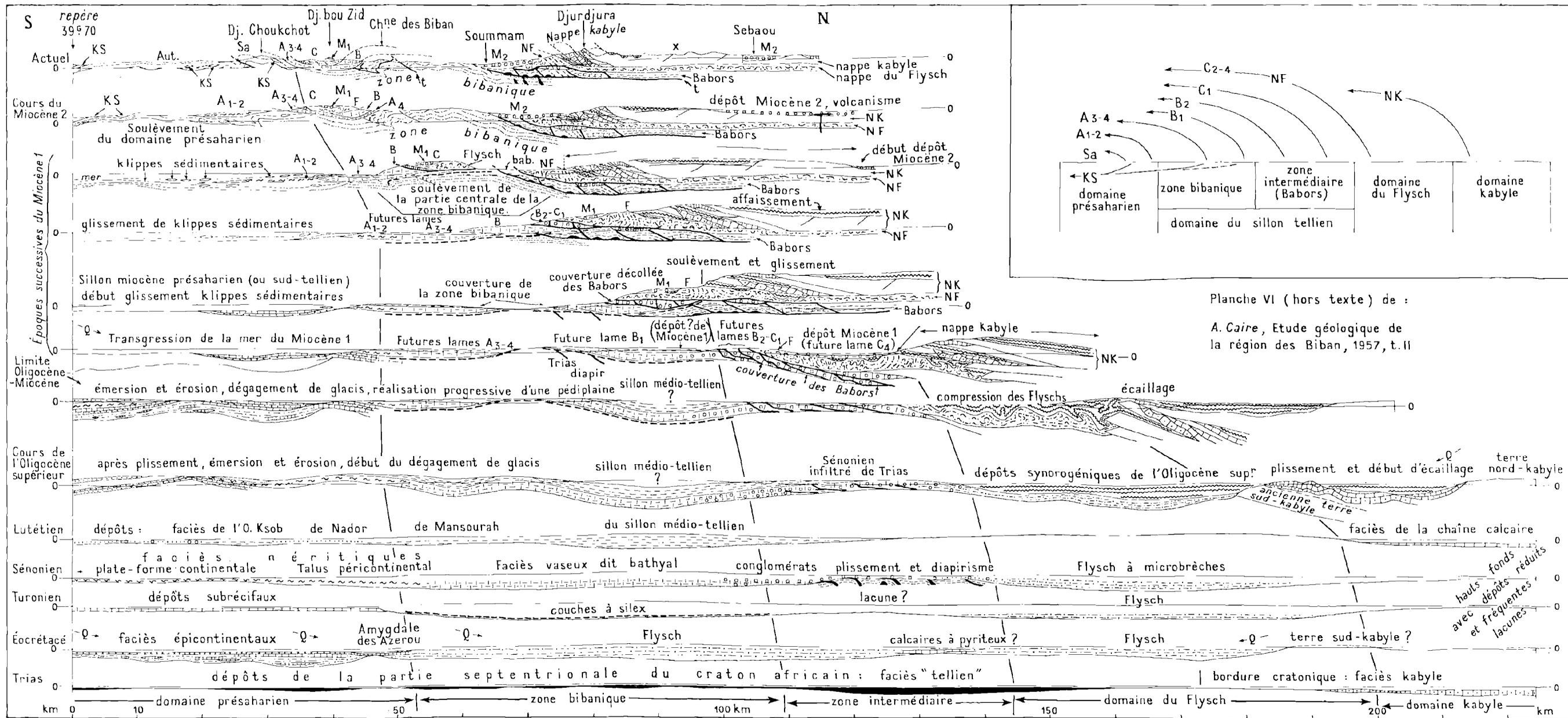


FIG. 7. — Evolution de l'Atlas tellien au N du Hodna.

Document : A. Caire, Thèse Sc., Paris, 1957, Pl. VI.

Légende des abréviations (ordre alphabétique) : Aut : Autochtone présaharien ; A1-2, A3-4, A4 : lames de l'unité A ; Bab : Babors (prolongement occidental de la chaîne des Babors) ; B1, B2 : lames de l'unité B ; C1, C2-4 : lames de l'unité C ; F : Flysch ; KS : Klippes sédimentaires ; M1 : Miocène I ; M2 : Miocène II ; NK : Nappe kabyle ; NF : Nappe du Flysch ; Q (avec flèche) : sens du transport du quartz détritique ; Sa : Subautochtone ; X : Terrains anté-alpins de Grande Kabylie.

En cartouche : origine et mode de superposition des unités allochtones.

La coupe supérieure est à l'échelle. La structure interne des diverses unités est schématisée. Le niveau de la mer est indiqué sur chacune des coupes.

Les reconstitutions sont fondées sur des interprétations ou hypothèses dont les principales concernent :

- 1) Le dépôt des flyschs crétacés-éocènes au S de la Kabylie.
- 2) L'existence d'une terre sud-kabyle, constituant une source de matériel terrigène pour l'alimentation du flysch.
- 3) L'existence d'une terre nord-kabyle, alimentant les grès numidiens en dragées de quartz.
- 4) Le dépôt des grès numidiens sur la partie septentrionale du domaine kabyle, et sur les flyschs sub-kabyles.
- 5) La sédimentation continue, dans l'axe du sillon tellien, du Trias au Miocène basal, sans discordance.

6) Le début de la sédimentation du Dellysién (Miocène II nord-tellien) avant la fin du dépôt sud-tellien du Miocène I.

7) Le déplacement du domaine kabyle (socle et chaîne calcaire) d'environ 130 km du N au S, par rapport au domaine présaharien. Ce raccourcissement peut être exprimé en termes de recouvrements vers le S, ou de sous-charriages vers le N, ou de succion ou d'engloutissement vers l'intérieur de la chaîne.

8) Les pulsations affectant, dès l'Éocène, les zones instables de seuils et de talus : talus présaharien, zone intermédiaire (Babors), domaine kabyle. Cette tectonique de « situation » (chorotectonique) se traduit par des soulèvements périodiques, avec dépôts de faible profondeur, déformations suivies de conglomérats polygéniques, et même déversements et écaillages.

9) L'onde orogénique parcourant le Tell du N au S, au cours du Miocène I et au début du Miocène II, et relevant de la tectonique « de balayage » (sarotectonique).

N.B. — L'étude des flyschs siciliens (fig. 12, 13, 16) a conduit à admettre, en Algérie, l'existence de deux flyschs, l'un externe (subkabyle), l'autre interne (ultrakabyle) (v. fig. 3 et 6). Il n'est donc plus nécessaire de conserver l'hypothèse gratuite d'une terre nourricière des flyschs, située au S des Kabylies. Les autres interprétations (3 à 9) sont toujours valables.

Planche VI (hors texte) de :
A. Caire, Etude géologique de la région des Biban, 1957, t. II

au bord de la plate-forme saharienne, se différencient progressivement grâce à des mouvements oscillatoires de type épirogénique, parfois même à l'occasion de dislocations tectoniques.

b) *Période tectogénique*, où les phénomènes tectoniques prennent la prépondérance. On distingue deux grandes phases de diastrophisme, accompagnées ou suivies de dépôts : phase éogène et phase miocène.

c) *Période post-tectogénique*, où les déformations et les dépôts réalisent une continentalisation progressive. Cette période, intermédiaire entre le régime "géosynclinal" et le régime de plate-forme, voit une destruction progressive de la zonalité linéaire, le remplacement des bombements et sillons par des cuvettes, des coupoles et des fossés.

2° QUELQUES DÉTAILS SUR LA PÉRIODE TECTO-GÉNIQUE.

Les multiples pulsations de cette période peuvent être regroupées en deux grandes phases qui diffèrent par leur style de surface, mais qui peuvent être dues à un même processus de profondeur. Dans les deux cas, la mobilisation du socle anté-alpin affecte tout d'abord les zones de seuil et de talus. Seule la seconde phase voit le diastrophisme s'étendre aux sillons et fosses dont le contenu plastique, extravasé, se répand en grandes nappes de glissement.

a) *La phase éogène* (= première phase alpine = phase éo-alpine) comporte plusieurs paroxysmes locaux, entre l'Yprésien et le Miocène. Les bordures nord et sud du sillon tellien se déforment en larges plis. La couverture mésozoïque - éocène des noyaux kabyles se décolle au niveau des phyllades et s'écaille vers le S, préparant ainsi les panneaux qui formeront plus tard la chaîne (ou dorsale) calcaire. Il en résulte une dénudation tectonique d'une partie du socle kabyle. Le bâti kabyle est cisailé et charrié vers le S.

Par contre, la partie axiale du sillon tellien (sillon médio-tellien), et les parties de la fosse périkabyle situées loin de la (future) chaîne calcaire, ne subissent pas de dislocation et n'enregistrent aucune discordance. Elles continuent à jouer en zones subsidentes et reçoivent de puissants dépôts "synorogéniques" d'âge éocène supérieur et oligocène qui peuvent monter même dans le Miocène inférieur (v. fig. 7).

b) *La phase néogène* (= seconde phase alpine = phase néo-alpine) débute et se déroule tout

entière, en Algérie et Tunisie, dans le Miocène inférieur (Caire, 1957a, p. 448 sq.).

L'avant-fosse sud-tellienne naît et se creuse rapidement. La partie interne du talus présaharien se soulève et les premiers lambeaux de terrains qui s'en détachent, glissent dans l'avant-fosse. Ces terrains subissent par ailleurs une diverticulation et un écaillage. Ils vont donner les diverses lames de la nappe A sud-tellienne. C'est à ce même stade précoce qu'on peut imaginer le soulèvement de la zone intermédiaire et le glissement vers le N des marnes à blocs, calcaires à Inocérames et Eocène tellien nord-kabyles.

Immédiatement après ces déplacements "rétro", la chaîne calcaire doit commencer à se soulever et à s'écailler, en refoulant les flyschs subkabyles sur lesquels se dépose en discordance le Miocène type Djebel bou Zid, à gros galets de chaîne calcaire.

Après la mobilisation des seuils et talus vient celle des sillons et fosses. Le contenu du sillon tellien se diverticule et glisse vers le S, donnant les lames A3-A4, puis la nappe B. Ces éléments allochtones arrivent successivement sur le bord septentrional de l'avant-fosse. Quant aux flyschs périkabyles, ils sont eux-mêmes soulevés et se répandent sur les zones voisines, certains lambeaux parvenant jusqu'au bord méridional de l'Atlas tellien. Dans ce Tell méridional, il semble bien que les nappes se soient déplacées sur des glacis mobiles (fig. 8) dont la genèse est encore en discussion et dont certains passaient, dans l'avant-fosse, à des glacis sous-marins.

L'un de ces glacis (S.F.5, fig. 8) est resté peu déformé. Il supporte la lame B2 de la nappe C, cette dernière comprenant du Sénonien conglomératique venant de la zone intermédiaire (lame C1), du flysch crétaé-éocène "périkabyle" (lame C2), du Numidien ou son équivalent latéral molassique (C3), et du Miocène discordant type Djebel bou Zid (C4).

Après expulsion du contenu des fosses et sillons, lorsque les socles sous-jacents ont terminé leur "pliage en accordéon", les anciennes zones de seuil et de talus maintiennent leur tendance au soulèvement et s'écaillent largement vers le S. Le talus présaharien se déforme, avec le bord septentrional de l'avant-fosse, en anticlinaux qui tendent à chevaucher vers le S (Subautochtone type Djebel Choukhott). La zone intermédiaire (par ex. chaîne des Babors) chevauche la zone bibanique et sa couverture allochtone.

Les socles kabyles sont largement charriés vers le S (v. fig. 7). Ils pincent, recouvrent et refoulent les flyschs situés au devant d'eux. Ce charriage majeur peut être interprété comme une succion oblique avec engloutissement vers le N des terrains sous-jacents (flyschs périkabyles en position sud-kabyles) (v. Durand-Delga, 1967, 1969). Sur les noyaux kabyles, comme sur le massif péloritain, se produit un rétroglissement local des flyschs vers le N.

3) REMARQUES SUR LA TECTOGENÈSE PROGRESSIVE DES ATLAS SEPTENTRIONAUX.

Dans l'évolution des Atlas septentrionaux, on ne peut manquer d'être frappé par la permanence de certaines tendances, qui s'ébauchent durant le Mésozoïque, et qui provoquent (v. fig. 7) une différenciation entre :

— zones ascendantes, manifestant une tendance périodique au soulèvement et à l'instabilité tecto-

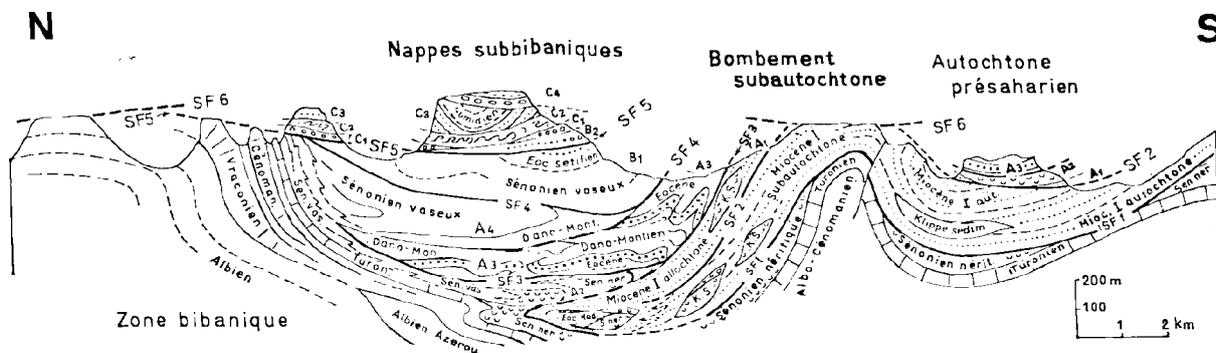


FIG. 8. — Morphotectonique des nappes sud-telliennes.

Cette coupe met en évidence diverses surfaces de repos, couvertes par des séries transgressives (SF1 et SF6), ou par des unités alloctones (SF2 à SF5). Les surfaces SF1 et SF6 sont évidemment des surfaces d'érosion, ce qui prouve qu'imédiatement avant et après la mise en place des nappes, le climat était propre à créer des surfaces d'aplanissement.

Quant aux surfaces SF2 à SF5, elles ne peuvent représenter des surfaces de cisaillement, car elles séparent souvent des terrains originaires de zones paléogéographiques distinctes. En outre, elles se sont parfois établies sur des séries renversées, et parfois elles sont couvertes de galets. Elles ne sont pas non plus des surfaces de rabotage, car ce dernier phénomène aurait laissé subsister des copeaux le long des contacts. On sait en effet que, dans la région étudiée, le rabotage est très net, mais très local, et ne s'opère qu'à la rencontre de bombements actifs (v. fig. 9 et A. Caire, *Rev. de géogr. phys. et de géol. dyn.*, 1963, t. V, f. 4, p. 299-325). Du même coup, et par différence, on peut dire qu'il ne s'est pas manifesté en dehors de ces bombements. En définitive, les surfaces SF2 à SF5 doivent être interprétées comme des surfaces d'aplanissement, et plus spécialement comme des glaciais d'érosion dégagés à l'avant de masses alloctones en cours de translation.

Il est difficile d'admettre que ces glaciais se sont établis, durant des périodes de repos orogénique, sur toute l'étendue de la zone sud-tellienne, car il faudrait supposer autant de longues périodes de repos, au sein même de la phase majeure de charriage. Mieux vaut admettre que chacun de ces glaciais n'existait « à chaque instant » qu'à l'état d'un étroit palier, contrôlé par le front de nappe, et rapidement recouvert par ladite nappe. Un tel glaciais *instantané* se dégageait progressivement vers l'aval (au contraire des pédiments, abandonnés par le recul des versants) au pied même du talus mobile constitué par un front de nappe ; et ce glaciais *progressif* était, dans sa partie amont, recouvert « à chaque instant » par l'allochtone. La partie découverte de ce glaciais *mobile* se déplaçait ainsi dans le même temps et au même rythme que l'allochtone.

On peut aussi considérer qu'un tel glaciais mobile progressait vers l'aval plus vite que l'allochtone, auquel cas la largeur du palier pouvait s'accroître notablement. Mais il ne pouvait se développer à une vitesse plus faible que celle du déplacement de l'allochtone, puisque, en pareil cas, cet allochtone se serait déplacé sur autre chose que le glaciais.

En somme, le glaciais progressait vers l'aval à une *vitesse* au moins égale à celle de l'allochtone, ce qui revient à fixer une limite inférieure à celle-ci, cette limite étant la rapidité de dégagement, par l'érosion, des glaciais progressifs. On a donc ici une approche intéressante concernant la rapidité des charriages.

Par ailleurs, l'ordre de succession de ces glaciais d'érosion conduit à admettre que les lames A1-2 se sont individualisées les premières, sans surcharge, sur l'ancien talus présaharien. Puis sont arrivés successivement le groupe diverticulé A3-A4, la lame B1, enfin l'ensemble B2-C. On ne peut donc plus retenir l'hypothèse selon laquelle le décollement des nappes inférieures serait dû à la surcharge des nappes supérieures, ni l'idée d'un décollement s'opérant, de proche en proche, de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. Plus sûre est la notion d'un décollement de couverture affectant d'abord les rides et talus instables (talus présaharien : lames A1-A2 ; ride kabyle), puis les sillons (sillons des flyschs, sillon tellien). Cette notion s'accorde avec celle de la tectogenèse de situation (chorotectonique).

Abréviations : Turon. : Turonien. — S. nér. ou Sén. Nér. : Sénonien nérétique. — Sén. vas. : Sénonien vaseux. — Danu-Mont. : Danu-Montien. — Eoc. Nad. : Eocène de Nador. — Eoc. sétifien : Eocène sétifien. — Mioc. I : Miocène I.

Pour plus de détails, consulter A. Caire, *Revue de géogr. phys. et de géol. dyn.*, 1965, vol. VII, f. 3, p. 267-276.

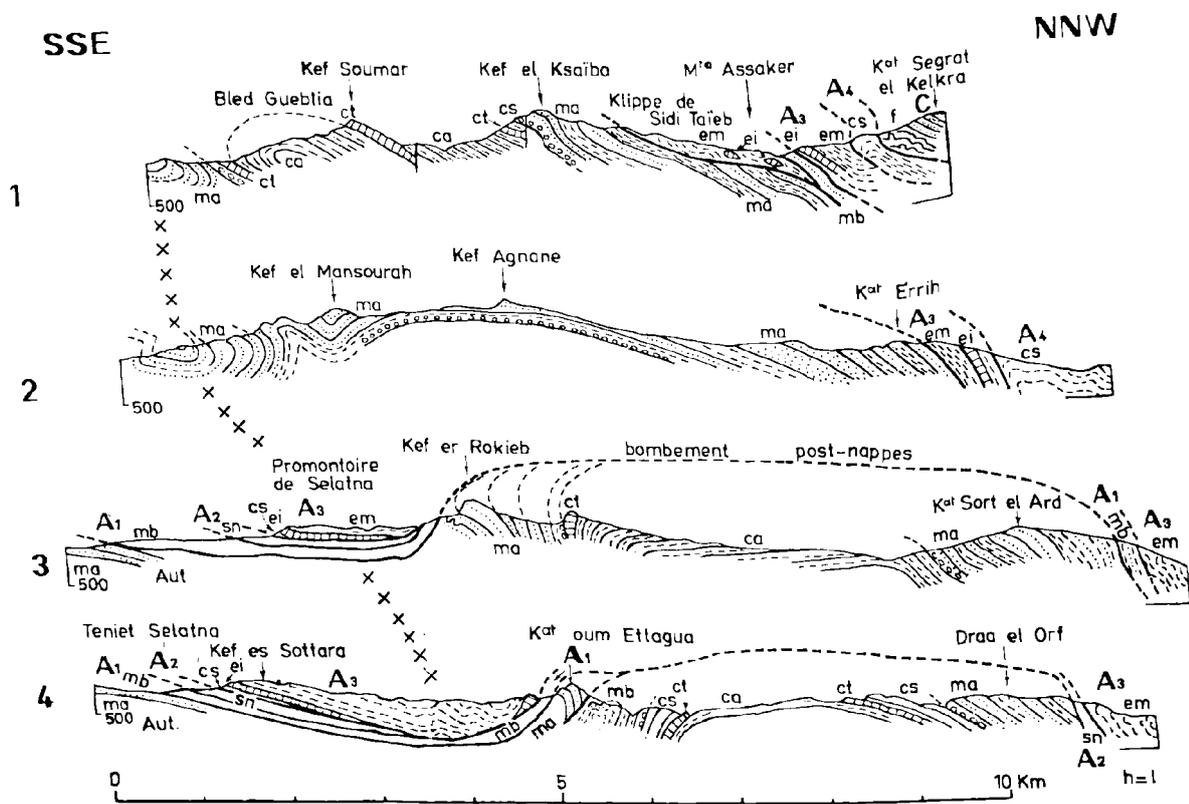


FIG. 9. — Resédimentation, rabotage et soulèvement posthume d'un bombement du Tell méridional: le Djebel Choukchott.

Ce bombement est situé dans la partie méridionale de la zone sud-bibanique. Son axe principal, orienté WSW - ENE, passe ici de la partie gauche de la coupe 1 à la partie droite de la coupe 4. Le bombement affecte : 1 : un substratum « autochtone » constitué de Crétacé présaharien, et de Miocène inférieur discordant, molassique, caractéristique de l'avant-fosse sud-tellienne. — 2 : un empilement d'unités allochtones venant du N (A₁, A₂, A₃, A₄...).

Ce bombement a joué avant, pendant et après le passage des nappes :

Le jeu antérieur aux charriages se traduit par l'essaimage de klippes sédimentaires de Turonien (calcaire sub-récifal) et de Sénonien, klipptes décimétriques à hectométriques provenant du bombement, et logées dans les niveaux les plus bas du Miocène d'avant-fosse (v. fig. 10). Cette situation très basse montre que, dès sa naissance, l'avant-fosse présentait, sur son flanc nord, des pentes suffisantes pour assurer le glissement de grands panneaux calcaires. Elle ne s'est donc pas « creusée progressivement » au cours de la sédimentation, mais s'est trouvée préformée par un acte tectonique indépendant de toute évolution antérieure, même si, comme il paraît logique, elle a été affectée de subsidence lors de son fonctionnement.

Le jeu contemporain des charriages se manifeste par : 1 : le renversement de son flanc méridional (coupe 1 : Bled Gueblia ; coupe 2 : S du Kef el Mansourah ; coupe 3 : Kef er Rokieb ; coupe 4 : Koudiat oum Ettagua). — 2 : l'arrachement de copeaux sur le flanc nord ou le toit du bombement, leur transport et leur tectonisation à la base des nappes (coupe 4 : copeau rebroussé du Koudiat oum Ettagua).

Certains secteurs sont particulièrement riches en traces de ces déformations anté- et synchro-nappes : c'est le cas ici du Koudiat oum Ettagua, où l'on voit de grandes klipptes sédimentaires près de la limite entre *cs* et *mb*, un renversement complet dans ce *mb* et un grand copeau de *ma* à la base de l'allochtone. Cela témoigne d'une permanence de phénomènes locaux de surrection, indépendants du phénomène de charriage.

Le jeu postérieur aux charriages est encore plus évident, puisque le bombement marque aujourd'hui la plus forte altitude de la région ; et que les nappes ont été déformées avec lui, cette déformation atteignant parfois la verticalisation (voir pendage des contacts dans la partie droite des coupes).

Dans la zone sub-bibanique, les mêmes phénomènes se retrouvent le long d'autres bombements, et pas ailleurs (voir A. Caire, *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 1963, vol. V, f. 4, p. 299-325). Donc le rabotage (avec copeaux) s'est produit dans les secteurs où l'allochtone abordait des bombements actifs, et pas ailleurs. Dans cet « ailleurs », qui représente en surface environ 95 % de la région, les surfaces de recouvrement tectonique ne sont donc pas des surfaces de rabotage. Ce ne sont pas non plus des surfaces de cisaillement, car elles séparent généralement des terrains provenant de zones paléogéographiques différentes. Ce sont, beaucoup plus probablement, des surfaces d'érosion (v. fig. 8).

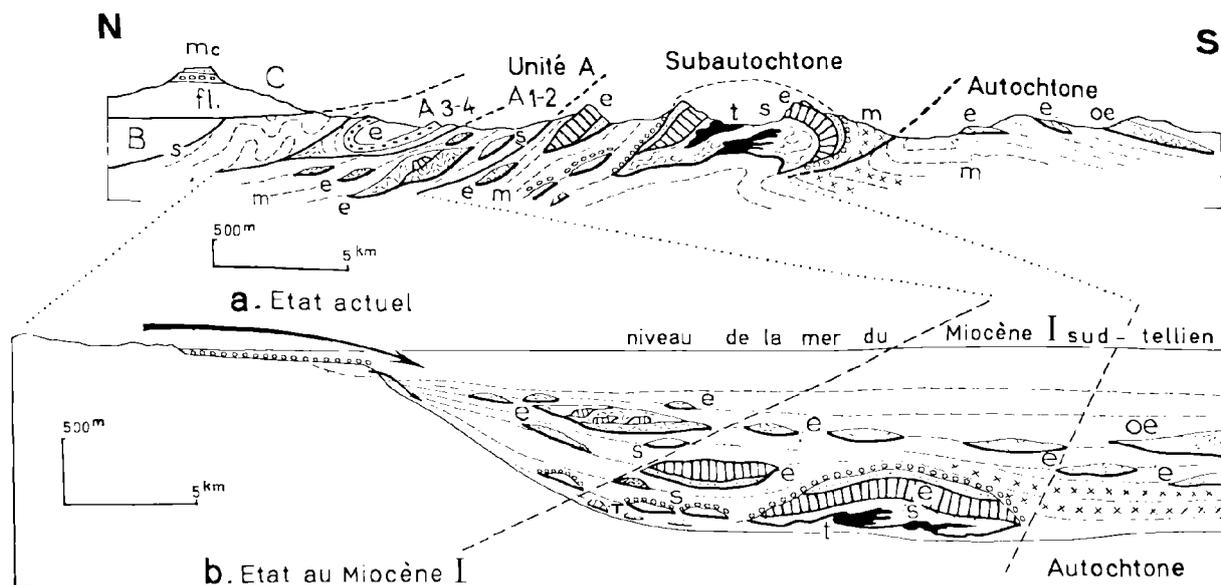


FIG. 10. — Coupes synthétiques du Tell méridional et de l'autochthone présaharien dans la région du Hodna, et reconstitution de l'avant-fosse sud-tellienne au Miocène inférieur anté-nappes (Miocène I).

a) Etat actuel :

t : Trias tellien. — s : Sénonien. — e : Eocène. — o : Oligocène. — f : Flysch. — m : Miocène inférieur. — mc : Miocène inférieur conglomératique transgressif sur la nappe C. Les petites croix représentent le faciès des grès blanchâtres sableux. — Aut., Subaut. : Autochthone et subautochthone. — A1-2, A3-4 : lames de la nappe A. — B, C : nappes B et C.

b) Etat au « début » du Miocène I :

L'avant-fosse miocène après les glissements sous-marins. Le Miocène (tirets) contient des lambeaux exotiques de : t : Trias. — T : Turonien récifal de la forêt de Batite. — s : Sénonien néritique. — e : Eocène. — o : Oligocène. L'échelle est très approximative. On note la présence dans le Miocène, de lambeaux éocènes en situation normale, ou renversés.

Après l'enfouissement des klippes sédimentaires dans l'avant-fosse sud-tellienne, une partie du contenu de l'avant-fosse n'a subi que de faibles déformations (Autochthone), une seconde partie est intervenue dans un bombement déversé et chevauchant vers le S (Subautochthone), la troisième partie a été charriée, sous forme de l'unité A1-A2 (et a pu déborder largement le bombement sub-autochthone). Sur A1-A2, sont venues des unités allochtones (A3-4, B et C) qui n'apparaissent pas sur la coupe b, car elles étaient, à ce stade, disposées en retrait vers le N. A3-4 devait être assez proche, car elle a fourni des klippes sédimentaires éocènes, et des galets qui ont recouvert le Sénonien néritique avant son morcellement en klippes sédimentaires.

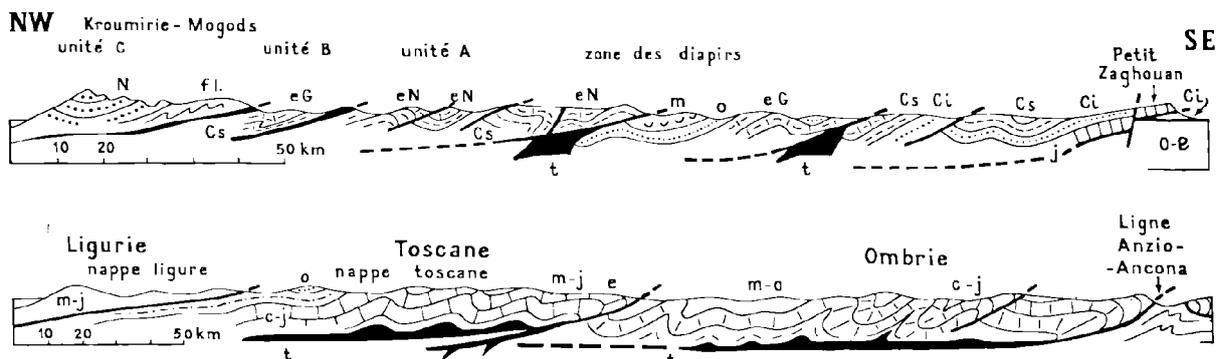


FIG. 11. — Comparaison des aires structurales situées à l'intérieur de la ligne du Zaghouan et de la ligne Anzio-Ancona.

On note, sur ce schéma, des analogies structurales entre ces deux secteurs diagonaux de la boucle tyrrhénienne. En Tunisie, il s'agit du prolongement des structures telliennes d'Algérie et d'une portion, décollée et largement écaillée, de l'Atlas tunisien. En Apennin septentrional, ce sont les nappes ligurie et toscane — v. F. Baldacci et al., *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1967, p. 226 et 233 — (on n'a pas indiqué ici des éléments cependant structurellement comparables : la dorsale apuane et le Djebel Ichkeul), et la série décollée de l'Ombrie. Il faut rappeler, d'autre part, que la ligne du Zaghouan et la ligne Anzio-Ancona sont actuellement dans le prolongement l'une de l'autre (fig. 2 et 4), et que la ligne Anzio-Ancona correspond à un recouvrement du domaine des Marches et d'Ombrie, sur l'ensemble des Abruzzes (Scarsella, 1951).

nique : bombement " géantielinal " kabyle, avec pulsations au Crétacé et phase tectonique éocène ; zone intermédiaire caractérisée par des mouvements au Crétacé inférieur et une phase tectonique sénonienne ; talus présaharien, avec hauts-fonds récifaux de type Chaîne des Azerou au Crétacé inférieur, mouvements et discordance locale au Sénonien, Lutétien orogénique de type Kasbah ;

— zones subsidentes, présentant une tendance permanente à l'affaissement et à la stabilité tectonique : parties médianes du sillon tellien et des bassins de flyschs péri-kabyles, où les dépôts sont concordants du Jurassique à l'Oligocène supérieur au moins.

Encore au début de la phase majeure, c'est-à-dire au Miocène basal, le jeu des zones ascendantes conserve le même style, et ce sont les zones de seuil et de talus qui se soulèvent les premières.

Cette permanence dans la vocation des zones orogéniques s'explique en admettant que les mêmes processus de profondeur, individualisés au niveau du socle dès le début du cycle alpin, continuent à agir lors des phases tectogéniques. (Si le Tell, au Crétacé, n'est soumis à aucune compression latérale, la mobilisation des seuils et talus, et leur tendance au soulèvement, voire à l'écaillage, sont alors indépendants des poussées orogéniques !).

Restent le creusement de l'avant-fosse et les charriages qui succèdent au Miocène I. L'installation de l'avant-fosse alpine ne doit rien à l'évolution anté-miocène. Quant aux transports des nappes sur des dizaines de kilomètres, au déplacement des klipptes sédimentaires et à la resédimentation, ils relèvent de causes nouvelles et mystérieuses. On ne sait pas si les jeux conjugués de l'érosion, qui crée des glacis et des ébranlements sismiques, suffisent à faire glisser les nappes sur une table à secousses. On ne connaît pas l'origine et la nature du vent orogénique qui courbe la crête des vagues, rabat et disperse les klipptes sédimentaires dans l'avant-fosse, ni de cette bourrasque emportant les lames vers le N, puis vers le S.

IV. — LA SICILE

A) Vue d'ensemble.

La Sicile représente un tronçon des chaînes alpines de Méditerranée centrale. Les unités structurales et paléogéographiques s'y développent dans

une direction sensiblement E-W. On y observe principalement des terrains cénozoïques et mésozoïques, mais aussi des roches plus anciennes, essentiellement métamorphiques, qui affleurent dans les monts Péloritains.

Actuellement coupée de ses connexions atlasiennes et italiennes par des bras de mer récents, la Sicile fut, aux temps alpins, une région de relais et de transition entre les chaînes d'Afrique du Nord (Berbérie) et de l'Apennin.

Certains caractères des Atlas nord-africains s'y retrouvent, étonnamment semblables. Ainsi en est-il du plan structural d'ensemble, et de l'organisation paléogéographique des domaines les plus septentrionaux, voisins de la mer Tyrrhénienne. On peut citer plus particulièrement l'étroite homologie entre les monts Péloritains et les Kabylies, leurs chaînes calcaires, leur revêtement oligomiocène et les flyschs qui les encadrent. Identiques jusque dans le détail de leur faciès, certaines séries se présentent, dans la même position structurale, en Afrique du Nord et en Sicile. Aussi peut-on considérer le territoire sicilien (et son prolongement, par delà le détroit de Messine, en Calabre méridionale) comme la terminaison orientale de l'orogène berbère (fig. 2, 4).

Cependant, la Sicile revêt des caractères originaux qui la distinguent des Atlas nord-africains. Ainsi, la Sicile est privée de Trias " tellien " à faciès germanique ; elle est dépourvue du sillon miogéosynclinal tellien, qui est un domaine paléogéographique majeur de l'Algérie ; elle possède par contre des zones de faciès inconnues plus à l'W ; son Numidien y offre une répartition paléogéographique originale...

Enfin, l'ensemble calabro-sicilien offre certains traits apenniniques. C'est le cas des " Argille Scagliose " (A.S.), ensemble flyschöide d'origine interne, épandu sur une grande partie de la Sicile. Les A.S. sicilienne constituent d'ailleurs, à elles seules, par leurs faciès, un relais entre les flyschs internes d'Afrique du Nord et les A.S. apenniniques. Ces trois formations proviennent d'un domaine paléogéographique interne, commun aux chaînes berbères et à l'Apennin, mais diversifié sans ses divers tronçons à différentes époques du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligo-Miocène.

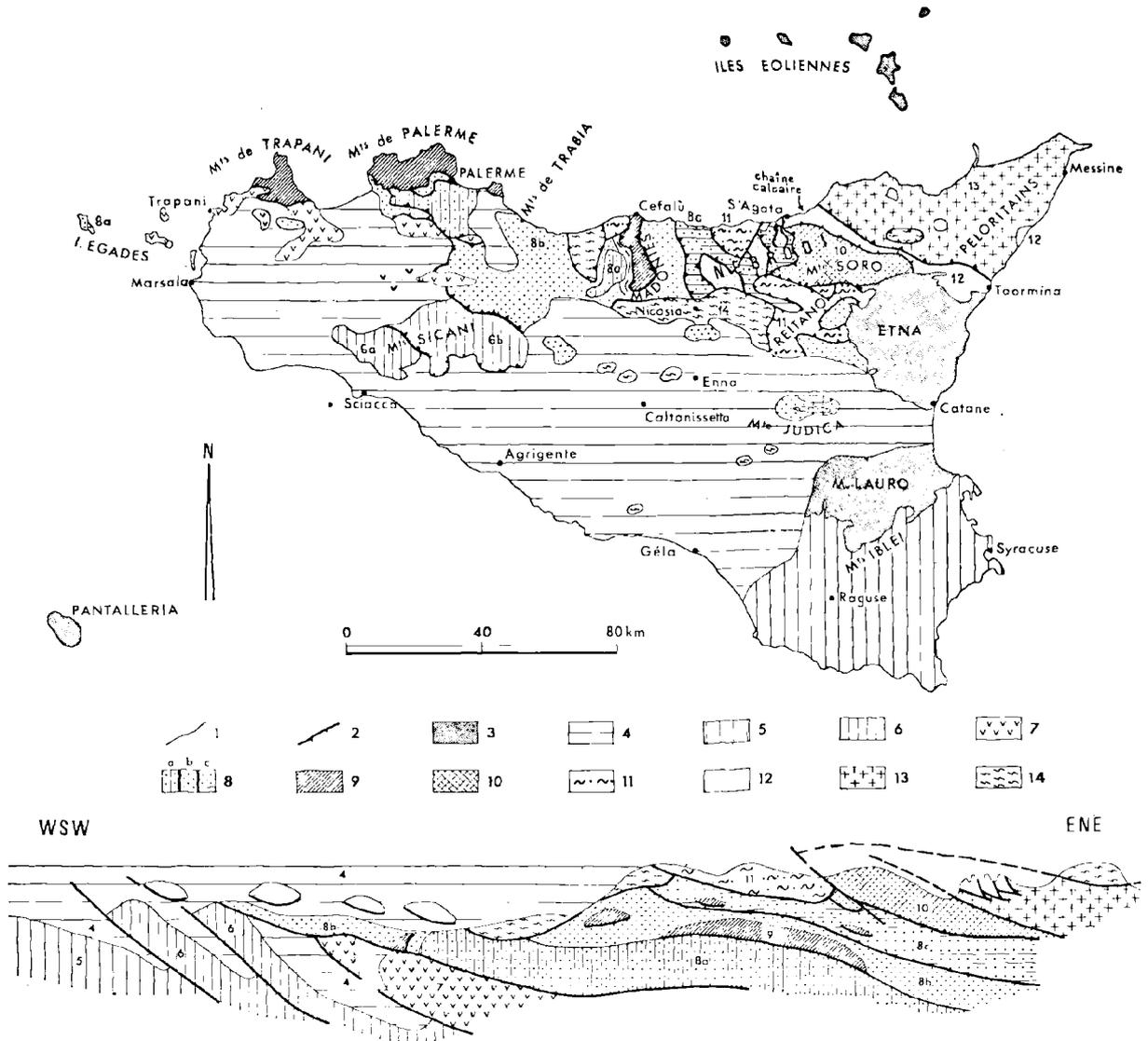


FIG. 12. — Carte et coupe schématiques de la Sicile.

La carte représente, avec des contours parfois schématisés, les grands domaines structuraux du territoire sicilien. Le Miocène supérieur (Vindobonien) est bloqué avec le Plio-Quaternaire, sauf dans les monts Sicani, où il est confondu avec la série de Campofiorito-Cammarata.

La coupe, composite, rencontre obliquement la plupart des contacts. Elle se propose seulement d'indiquer les divers types de relations entre les grandes unités structurales, visibles en tel ou tel point de la carte, mais jamais réunies sur une même transversale. Pour mieux faire apparaître le sens des rejets, elle donne abusivement à certains accidents tangentiels un style de pli-faïlle. De cette coupe, on passe facilement à la coupe 1 de la fig. 13, un peu plus détaillée, et, de là, aux coupes rétrotectoniques 2 et 3 de la même fig. 13.

Abréviations : ms : Miocène supérieur. — Ks : klippes sédimentaires. Les terrains postorogéniques (Miocène supérieur, Pliocène, Quaternaire) ne sont pas représentés dans la partie de la coupe correspondant à la Sicile nord-orientale.

1 : Contours géologiques et failles. — 2 : Contacts anormaux. — 3 : Volcanisme récent. — 4 : Bassin mio-pliocène et quaternaire. — 5 : Plateau de Raguse-Monti Iblei. — 6 : Zones de Sciaccia et de Campofiorito-Cammarata. — 7 : Zone de Vicari. — 8a : Mésozoïque-Eocène de la zone de Sciafani. — 8b : Numidien externe. — 8c : Numidien intermédiaire. — 9 : Panormide. — 10 : Nappe du Monte-Soro (flysch interne et Oligo-Miocène molassique discordant). — 11 : Nappe de Reitano (intermédiaire entre le domaine péloritain et le flysch interne). — 12 : Chaîne calcaire, ancienne couverture mésozoïque-éocène du socle péloritain. — 13 : Socle anté-alpin, métamorphique, des Péloritains, et ses couvertures néoautochtones transgressives. — 14 : Nappe des Argille Scagliose avec Numidien interne (flysch interne).

Documents consultés : travaux de P. Broquet, A. Caire, G. Duée, G. Masole et R. Truillet. La coupe, établie par A. Caire, a été modifiée par G. Duée après la découverte, par P. Broquet et G. Duée, du Numidien intermédiaire.

B) Les grandes régions siciliennes.

1° LE PLATEAU DE RAGUSE, AVANT-PAYS DE LA CHAÎNE ALPINE SICILIENNE.

Le plateau de Raguse (Sud-Est sicilien), comme l'Apulie et le Monte Gargano d'Italie péninsulaire, est une unité paléogéographique externe qui n'a pas été affectée par la tectonique tangentielle alpine. Il peut être considéré comme le prolongement (ou

l'équivalent) du domaine saharien, par delà le haut bassin siculo-tunisien (v. fig. 2 et 4).

2° LA SICILE MOYENNE ET LES BASSINS DE RÉSEDIMENTATION.

Je nommerai Sicile moyenne une bande médiane qui comprend toute la Sicile occidentale et se termine vers l'E dans la région de Catania, entre le plateau de Raguse au S, les monts Nebrodi et Péloritains au N.

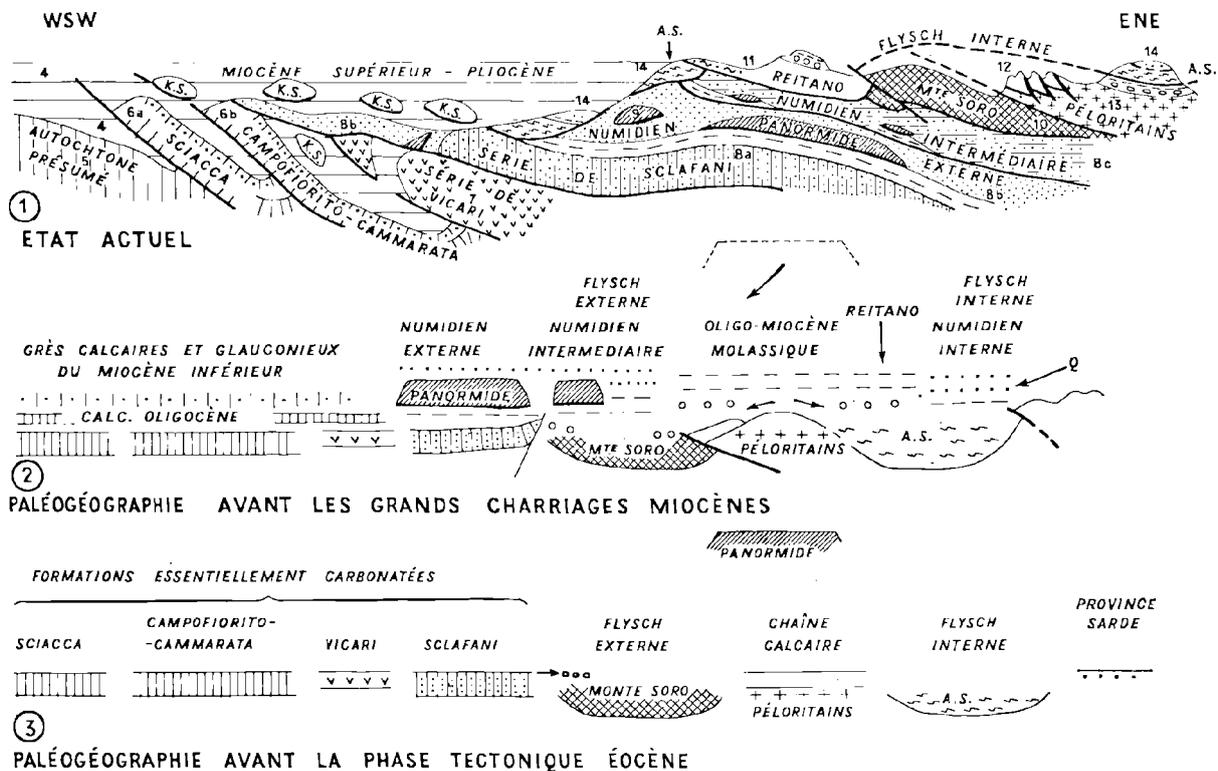


FIG. 13. — Les principaux traits de l'évolution alpine sicilienne.

Ces coupes introduisent, par rapport à la fig. 12, quelques informations supplémentaires (1), et proposent deux reconstitutions rétrotectoniques (2 et 3).

La coupe 3 figure les grandes zones de la sédimentation mésozoïque-paléocène (la série panormide, représentée au-dessus de la coupe, est située, en fait, au N de celle-ci).

La coupe 2 indique, de gauche à droite : — le dépôt du calcaire oligocène et du Miocène inférieur glauconieux des zones de Sciacca à Vicari ; — le soulèvement du bord nord de la zone de Sclafani, qui donne des conglomérats à la zone du Monte Soro ; — le dépôt des argiles de base du Numidien externe et intermédiaire, sur lesquelles se mettent en place les klippes sédimentaires de Panormide, puis le dépôt des grès numidiens ; — la dislocation, à l'Eocène moyen, de la chaîne calcaire, et la dénudation tectonique du socle péloritain, qui se rapproche du Monte Soro et lui fournit des débris ; — l'individualisation de la série de Reitano, par dépôt d'Oligo-Miocène molassique sur une partie du flysch interne (A.S.) ; — le dépôt du Numidien interne alimenté en dragées de quartz par une partie de la province sarde (ce Numidien interne passe latéralement, à l'W des Péloritains, au Numidien intermédiaire et externe).

La coupe 1 reprend la coupe de la fig. 12, mais distingue en plus : le Miocène inférieur des zones méridionales, les argiles et grès du Numidien intermédiaire et externe, les grès du Numidien interne, l'Oligo-Miocène molassique des Péloritains et de la nappe de Reitano.

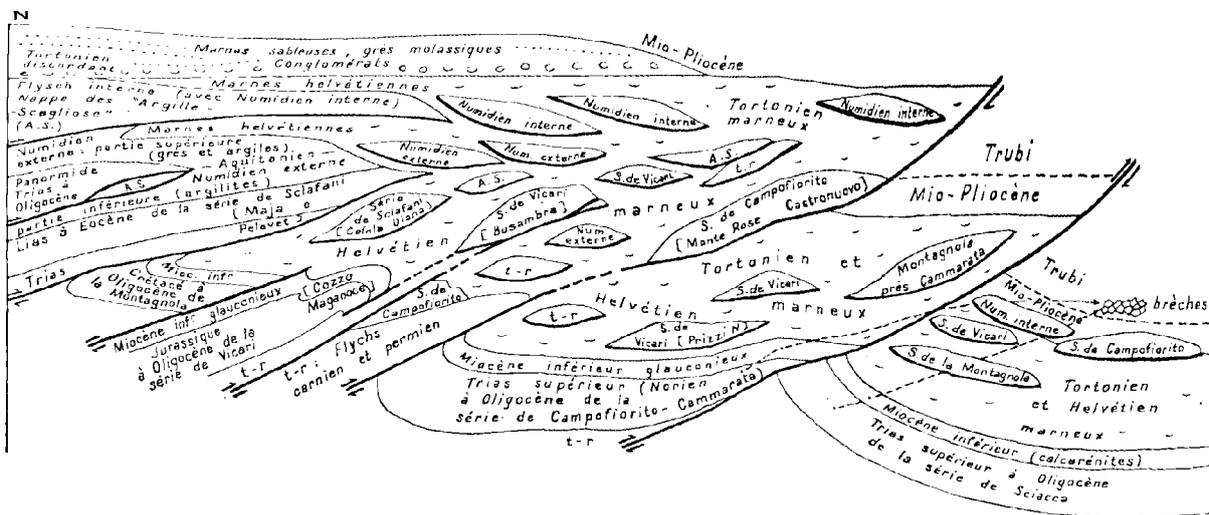


Fig. 14. — Architecture de la Sicile occidentale : charriages et résédimentation.

Cette coupe schématique, composite et interprétative, montre l'organisation structurale de la Sicile occidentale. Elle fait abstraction des failles et déformations tardives, et les épaisseurs relatives n'y sont pas respectées. Elle a dû être dilatée dans le sens vertical, d'où exagération de l'inclinaison des contacts, du volume de diverses klippes sédimentaires et de leur répartition dans le Vindobonien. Elle est tirée de Broquet, Caire et Mascle (1966).

On distingue : 1 : Un soubassement, constitué du Sud au Nord par les séries permo- (ou triasico-) burdigaliennes de Sciacca, de Campofiorito-Cammarata, de Vicari et de la Montagnola, et par les termes triasico-éocènes de la série de Sciafani. La structure détaillée des zones structurales correspondantes n'a pas été figurée, mais seulement les contacts majeurs qui séparent ces zones. — 2 : Le Numidien externe, Oligo-Miocène de la série de Sciafani, avec une klippe sédimentaire de Panormide et son coussinet d'« Argille Scagliose ». — 3 : La nappe du flysch interne (Argille Scagliose, Numidien interne). — 4 : Le Vindobonien (Helvétien-Tortonien) et son contenu de klippes sédimentaires, qui portent le nom de leurs séries d'origine. (Les marnes reposant sur la nappe du flysch interne, et notées helvétiques, seraient en réalité d'âge tortonien inférieur). — 5 : Le Pliocène, affecté par la résédimentation et les mouvements tangentiels dans les zones externes.

Les noms indiqués entre crochets sont ceux de régions-types. On notera particulièrement que : — la série de la Montagnola n'est connue qu'à l'état de klippes sédimentaires, et a été placée en profondeur entre les séries de Sciafani et de Vicari ; — la Rocca Busambra peut être considérée comme une portion externe de la nappe de Vicari ou comme une klippe sédimentaire ; — le contact de base de l'unité de Campofiorito-Cammarata est parfois oblique, mais souvent sub-parallelé aux couches de l'unité qu'il sépare.

Cette figure rend principalement compte de l'évolution miocène, caractérisée par des phénomènes tectoniques tangentiels et par une importante sédimentation marneuse, qui se développent parallèlement et interfèrent pour donner lieu à de spectaculaires phénomènes de résédimentation.

« A chaque instant » de cette évolution, une zone se soulève et, par compensation, une avant-fosse se creuse immédiatement au Sud. La vague orogénique tend à déferler vers le S, ce qui se traduit, géologiquement, par le départ de grandes lames, figurées par des nappes de cisaillement et de glissement. Sous l'influence du vent orogénique, la tête de la vague se courbe et donne des coulées (olistostromes), elle fume et des embruns s'en détachent (klippes sédimentaires). Le creux de la vague recueille les franes et les essaims de klippes sédimentaires, mêlés à la sédimentation terrigène banale. Les coupures chronostratigraphiques obligent à distinguer plusieurs stades dans la migration de l'« onde orogénique » en Sicile occidentale.

1) A l'Oligo-Miocène, le bassin du Numidien externe s'établit sur la zone de Sciafani (partie gauche de la coupe), alors que l'aire panormide, plus septentrionale, se soulève et envoie des lambeaux de sa couverture dans le bassin numidien. La zone de Sciafani subit pendant cette période un enfoncement de plus de 3.000 m, alors que les zones plus externes voient se déposer des calcaires à microbrèches et des grès glauconieux sur une épaisseur de l'ordre de la centaine de m. La zone de Sciafani correspond donc, au cours de cette période, à une véritable avant-fosse, bordée à l'intérieur par le domaine panormide en cours de soulèvement et, à l'extérieur, par une plate-forme lentement subsidente.

2) A l'Helvétien, l'onde a migré vers le S : la zone de Sciafani se soulève et, à son pied méridional, une fosse se creuse, qui va recueillir des sédiments épais, essentiellement marneux, et des klippes sédimentaires de la série de Sciafani. L'onde progressant vers le S, l'Helvétien va recevoir des débris des zones plus externes. A divers niveaux de l'Helvétien, on trouve aussi des lambeaux de flysch interne : ce dernier, épanché sur toute la Sicile septentrionale, se comporte comme un revêtement très mobile, et se résédimente, pour son propre compte, à tous moments du Miocène supérieur, du Pliocène, du Quaternaire et de l'Actuel.

3) Au Tortonien, seule la partie externe de la précédente avant-fosse continue à fonctionner, la partie interne étant recouverte, en discordance, par une série détritico post-orogénique.

4) Au Plio-Quaternaire, la résédimentation ne s'opère plus que dans la zone de Sciacca.

Ces étapes étaient précédées par une résédimentation éocène dans la zone panormide et dans la chaîne bordière péloritaine.

a) *Les bassins mio-pliocènes* (fig. 2, 3, 4, 12, 14). *Comparaison avec l'Afrique du Nord et l'Apennin.*

L'étage structural supérieur est ici représenté par des bassins mio-pliocènes où se sont resédimentés les lambeaux et débris de diverses zones de faciès. Ces grands bassins néogènes de la Sicile centrale et occidentale, ne sont que des dépendances, actuellement émergées, du bassin siculo-tunisien (fig. 2 et 4), qui dessinent des lobes à l'intérieur de l'île. L'un de ces lobes, le plus important, est le bassin centro-sicilien ou bassin de Caltanissetta.

Le bassin de Caltanissetta est, avec le Molise, un lieu d'élection pour l'étude des phénomènes de resédimentation. Rempli de 3.000 m de sédiments miocènes, il s'est affaissé jusqu'au Sarmatien inclus, en donnant un vaste synclinorium rempli de dépôts

variés, avec olistostromes et olistolites. Au milieu du Pliocène, après l'Astien, il s'est produit un véritable renversement de tendance, encore accentué pendant le Quaternaire. Le bassin a été transformé alors en un anticlinorium E-W amenant l'Astien à 1.000 m d'altitude et le Calabrien à près de 600 m. Il est encore actuellement en déséquilibre isostatique (Vecchia, 1954, 1956).

Les bassins de resédimentation de Sicile offrent une histoire tectono-sédimentaire très comparable à celle de l'avant-fosse sud-tellienne (v. fig. 2, 3 et 10). Cette dernière se creuse sur le bord méridional du domaine des nappes algériennes; elle tend au Mio-Pliocène à migrer vers le S, puis à se désorganiser en bassins séparés par des seuils. Dans ces régions de seuils, les sédiments d'avant-fosse peuvent être complètement érodés et leur substratum apparaît.

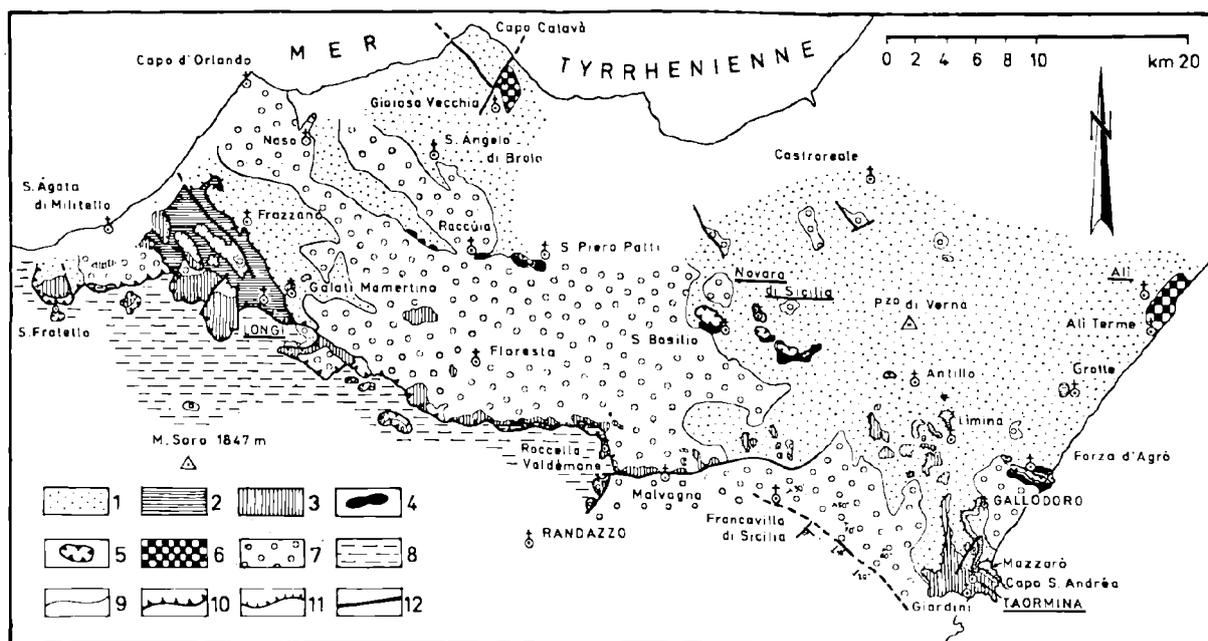


FIG. 15. — La chaîne calcaire des monts Péloritains et ses relations avec les domaines voisins.

1 : Socle métamorphique indifférencié, formé uniquement de phyllades au voisinage des affleurements de la chaîne calcaire. — 2 : Unité de Longi-Gallodoro. — 3 : Unité de Taormina (les unités 2 et 3 constituent la chaîne bordière; pour plus de clarté, on n'a pas représenté, dans les limites de ces unités, les semelles de phyllades sur lesquelles reposent les séries mésozoïques-éocènes). — 4 : Conglomérat rouge d'âge éocène supportant. — 5 : L'unité de Novara di Sicilia (calcaires et calcaires dolomitiques d'âge tithonique et crétacé inférieur). — 6 : Unité d'Ali (l'ensemble 2, 3, 5, 6 constitue la chaîne calcaire, couverture sédimentaire paléogéographiquement liée aux monts Péloritains, déposée antérieurement à la phase orogénique yprésio-lutétienne). — 7 : Molasse oligo-miocène (sur cette carte, il a été fait abstraction des « Argille Scagliose » et de la molasse calcaire qui les surmonte). — 8 : Flysch du Monte Soro. — 9 : Contours géologiques. — 10 : Ligne de chevauchement de la chaîne bordière sur le flysch du Monte Soro (à l'intérieur du domaine péloritain, ce même figuré est employé pour le charriage de l'unité de Novara sur le conglomérat rouge ou sur les phyllades). — 11 : Autres chevauchements. — 12 : Failles.

On notera que le charriage de la chaîne bordière sur le flysch du Monte Soro se prolonge vers Randazzo, où il disparaît sous les laves de l'Etna. Document : Caire, Duée et Truillet, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, 1965, p. 881-888.

b) *Les zones paléogéographiques et structurales de Sciacca, de Campofiorito-Cammarata, de Vicari, de Sciafani et du Panormide.*

Le substratum des bassins de resédimentation mio-pliocènes apparaît dans les monts Sicani et le Monte Judica. Dans les Sicani, on observe, du Trias à l'Oligocène, des formations à dominante carbonatée recouvertes, au Miocène inférieur, de calcarénites ou de grès glauconieux. Les zones structurales y sont allongées sensiblement d'W en E. Ce sont, du S au N, c'est-à-dire de l'extérieur vers l'intérieur (fig. 12 à 14), *les zones de Sciacca et de Campofiorito-Cammarata* (celle-ci comportant un flysch permien et un flysch triasique, dit carnien, à blocs de Permien fossilifère), puis *la zone de Vicari*, qui se développe jusqu'aux abords des monts de Palerme.

Du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, ces zones sont atteintes successivement par une onde orogénique venue du Nord. Elles se détachent de leur semelle triasique en donnant de petites nappes dont les débris, joints à des éléments d'origine plus interne, se dispersent dans des sédiments marneux d'avant-fosse (Broquet, Caire et Mascle, 1966 ; et fig. 14).

Au N et NE de l'ensemble précédent apparaît *la zone de Sciafani*, qui se développe, en direction de l'E, à travers les Madonies, les monts Nebrodi et le Monte Judica, jusqu'à passer sous l'Etna. Le Mésozoïque-Eocène, où dominent les dépôts carbonatés et siliceux du "Complexe de base" (de L. Ogniben), y est recouvert par le Numidien externe, formation oligo-miocène où l'on distingue un terme inférieur (argilites brunes et microbrèches) et un terme supérieur (schistes et grès à dragées de quartz). Entre ces deux termes, et plus précisément à l'Aquitainien, s'intercalent des lambeaux de la série panormide, qui vont de la dimension du bloc à celle de la montagne, lorsqu'ils ne sont pas remaniés à l'état de galets (fig. 12, 13, 14).

La série panormide montre, au-dessus d'un "flysch carnien", une série carbonatée mésozoïque-éocène. D'après L. Caffisch (1966), elle passe latéralement à la série de Sciafani dans les monts de Palerme.

Les quatre zones jusqu'ici décrites possèdent un Mésozoïque-Eocène essentiellement carbonaté et de puissance variable. S'il fallait leur découvrir des équivalents atlasiques, nous y verrions un domaine présaharien en miniature, jouant le rôle d'une plateforme ondulée à sédimentation différentielle (fig. 13).

c) *Les nappes des flyschs.*

De nouvelles zones paléogéographiques apparaissent dans le Nord-Est sicilien, et offrent de très grandes affinités avec leurs correspondants (ou prolongements) en Afrique du Nord. Elles interviennent dans un édifice tectonique offrant la même architecture qu'en Algérie. De Sicile en Calabre, les plus internes présentent, en plan, des limites arquées à concavité NW, et les recouvrements s'opèrent de l'intérieur vers l'extérieur de ces arcs.

En allant de la zone de Sciafani, déjà signalée, vers l'intérieur de la chaîne, il s'agit tout d'abord de la *nappe du Monte Soro* (fig. 12, 15, 16), qui règne dans les monts Nebrodi, au S des Péloritains, et s'engage sous l'Etna. Recouvrant le Numidien intermédiaire, elle se décompose en deux lames : la lame méridionale du *Monte Pomiere*, présentant des affinités avec le "complexe de base" et la lame septentrionale de *San Fratello*. Les flyschs proprement dits s'y développent du Tithonique au Crétacé, ayant généralement conservé une allure bien stratifiée. Ils sont très comparables (et même identiques à certains niveaux) à ceux de la série algérienne du Guerrouch. Le Sénonien contient des conglomérats identiques à ceux de la lame C1 du Tell. Puis vient un Eocène détritique. Le tout est recouvert en discordance par un Oligo-Miocène molassique identique à celui des Péloritains, et qui pouvait passer, dans la partie méridionale du bassin du Monte Soro, au Numidien intermédiaire.

La nappe des Argille Scagliose (fig. 16), est constituée par des flyschs crétacés et tertiaires, chaotiques, où l'on reconnaît en particulier : un flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur, des radiolarites et schistes à Poissons du Cénomanién, un Eocène calcaire, des argiles numidiennes varicolores à *Tubotomaculum* et des grès numidiens. Tous ces faciès se retrouvent dans le flysch interne d'Afrique du Nord. Les argiles numidiennes, très développées, constituent une matrice dans laquelle sont dispersés, à l'état de lambeaux de toutes dimensions, les autres termes de la série stratigraphique.

Aux *Argille Scagliose* crétacées se rattache *la nappe de Reitano* (fig. 16), formée des lames de Capizzi et de Troina, et reposant sur le Numidien externe et intermédiaire. La lame de *Troina* comporte une semelle d'Argille Scagliose crétacées, un Eocène calcaire et légèrement détritique ; la lame de *Capizzi*, plus externe, un flysch tithonique-néocomien, des conglomérats et calcaires du Crétacé-Eocène inférieur, et un Eocène moyen-supérieur

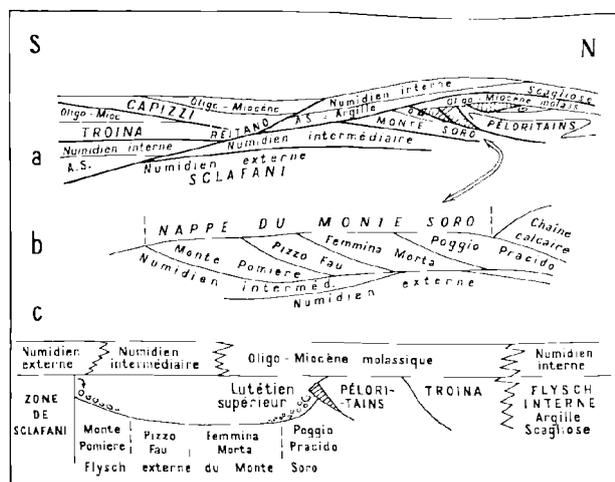


FIG. 16. — Les grandes nappes du Nord-Est sicilien.

La coupe a donne les relations générales entre les grandes unités, abstraction faite de la tectonique de détail, des rejeux et des dislocations post-nappes. Les contacts transgressifs sont en traits fins, les contacts anormaux en traits épais. Les noms d'unités sont en capitales, les noms de formations en minuscules. La mention O.M. ou Oligo-Miocène se rapporte à l'Oligo-Miocène molassique de type péloritain. Les parties hachurées correspondent à la chaîne calcaire.

En superstructure, on voit apparaître :

— la nappe du flysch interne, contenant des flyschs schisto-quartzitiques au Crétacé inférieur, des radiolarites au Cénomaniens, des flyschs marno-calcaires à microbrèches au Crétacé supérieur, un Eocène calcaire de type Polizzi, et de l'Oligo-Miocène sous le faciès du Numidien interne. Les Argille Scagliose s. str. sont empruntées aux termes argileux de cette série, spécialement aux argilles numidiennes varicolores à *Tubotomaculum* ;

— la nappe de Reitano, avec ses lames de Capizzi et de Troina. Cette nappe comporte une partie inférieure analogue aux flyschs internes, et un Oligo-Miocène molassique de type péloritain. Elle est donc probablement originaire d'un secteur situé au NW du domaine péloritain, intermédiaire entre ce dernier et le flysch interne (v. fig. 18).

L'indépendance structurale de ces deux nappes, par rapport à leur substratum, est un premier argument montrant qu'elles sont différentes, par leur origine, du flysch du Monte Soro.

Sous le manteau des nappes internes, on reconnaît, du N au S :

— le domaine péloritain : socle, chaîne calcaire (ancienne couverture mésozoïque-éocène désolidarisée du socle), et Oligo-Miocène molassique discordant ;

— la nappe du Monte Soro, avec un flysch du Crétacé inférieur à grès fins verdâtres, un Cénomaniens argileux sans radiolarites, un Sénonien marno-calcaire à microbrèches, un Eocène détritique examiné ci-dessous, et un Oligo-Miocène molassique discordant.

Nous voyons ici, dans l'opposition des faciès entre nappe du Monte Soro et nappes internes, une seconde raison de penser qu'elles proviennent d'aires paléogéographiques disjointes ;

— la nappe du Numidien intermédiaire, qui pouvait former originellement la couverture de tout ou partie du Panormide

(si celui-ci se prolongeait à l'E de ses affleurements actuels). d'une partie du flysch interne à l'W des Péloritains, et de la partie externe de la nappe du Monte Soro. Ce Numidien comprend les mêmes grès que le Numidien interne, mais ses argiles à *Tubotomaculum* ne sont varicolores qu'en partie ;

— la zone de Sciafani, avec son « complexe de base » charrié plus à l'W, et sa couverture de Numidien externe, qui montre les mêmes grès que les Numidiens interne et intermédiaire. mais des argiles de base non varicolores et sans *Tubotomaculum*.

La coupe b représente les quatre écaïlles distinguées par G. Duée dans la nappe du Monte Soro, cette subdivision ne devant pas cacher l'unité de cette nappe.

Signalons qu'il n'existe aucune trace d'Argille Scagliose coincée dans les contacts de la nappe du Monte Soro. C'est une troisième raison de penser que les A.S. n'ont pas leur place au S. des Péloritains.

La coupe c passe par les Péloritains occidentaux, avant les grands charriages miocènes (v. fig. 13). Elle montre, du N au S : le flysch interne ; la série de Troina (v. ci-dessus) ; le domaine péloritain avec sa chaîne calcaire déjà constituée et écaïllée vers le S, et sa couverture oligo-miocène discordante ; le flysch externe du Monte Soro et la zone de Sciafani. Il faut concevoir (fig. 17) que le Numidien entoure les Péloritains par l'W : c'est donc à l'W de la coupe que le Numidien interne passe latéralement au Numidien intermédiaire, dans une région où la chaîne calcaire et l'Oligo-Miocène molassique cessent d'exister paléogéographiquement.

Il faut ici porter une attention particulière sur le flysch du Monte Soro. On voit qu'avant le charriage de ce flysch, la partie nord du bassin du Monte Soro reçoit des conglomérats lutétiens à éléments de la chaîne calcaire et à granulométrie décroissante vers le S ; alors que la partie sud du même bassin héberge des conglomérats peut-être éogènes (ou sénoniens ?), grossiers, remaniant la série mésozoïque-éocène ? de Sciafani.

Ainsi, la nature, l'origine et la granulométrie des produits détritiques antérieurs aux grands charriages montrent que la série du Monte Soro est parfaitement calée entre la zone de Sciafani et le domaine péloritain. Il n'y a donc aucun moyen de placer les Argille Scagliose ou la série de Reitano au S du domaine péloritain. C'est le quatrième argument qui nous permet de séparer paléogéographiquement ces séries.

En définitive, tous les arguments vont dans le même sens et obligent à distinguer en Sicile un flysch externe (Monte Soro) et un flysch interne. Lorsque le domaine péloritain de la chaîne calcaire s'interpose entre ces deux flyschs, l'un est sub-péloritain (Monte Soro), l'autre est ultra-péloritain (Argille Scagliose s. l.). L'hypothèse d'un seul flysch diverticulé (L. Ogniben) ne résiste donc plus à l'analyse.

Enfin, on notera la permanence des tendances orogéniques dans les zones de sillons et de seuils. Du Crétacé à l'Eocène supérieur, la zone de Sciafani et le domaine péloritain (chaîne calcaire) se comporte en zones hautes, alors que les sillons piègent le matériel terrigène apporté du N. Le domaine le plus « ascendant » (chaîne calcaire), caractérisé par une vraie tectonique éocène, reprend son ascension après la mise en place des grandes nappes plastiques. On est donc conduit à distinguer dans le Nord-Est sicilien comme en Algérie :

— une tectonique de situation : les mêmes zones manifestent, dès le Crétacé, et jusqu'à des époques tardives, les mêmes tendances (mouvements positifs ou négatifs) ;

— une tectonique de balayage : la phase majeure voit se déplacer une onde orogénique (plus ou moins rapide selon les transversales) progressant de l'intérieur vers l'extérieur. La partie haute de cette houle est chassée vers le S, comme un « vent orogénique », et les têtes des vagues donnent des nappes ou lames de glissement, tandis que les bourrasques dispersent irrégulièrement les klippes sédimentaires, tels des embruns.

Ces règles du développement orogénique sont susceptibles d'extension à d'autres secteurs des chaînes alpines méditerranéennes.

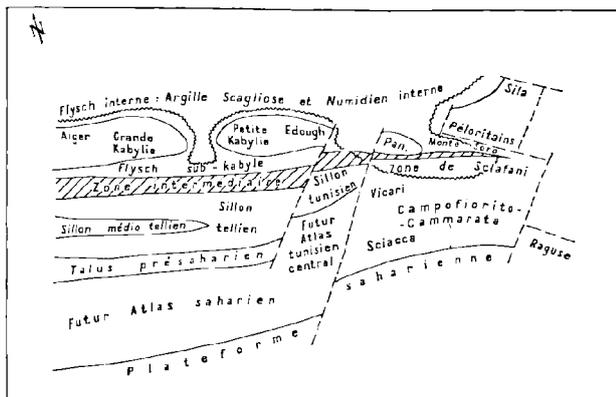


FIG. 17. — Paléogéographie tronçonnée des Berbérides orientales.

Dans les Atlas septentrionaux d'Afrique du Nord, les grandes unités structurales sont allongées dans une direction moyenne W-E. On en a déduit bien souvent qu'elles étaient nées de zones paléogéographiques mésozoïques-éogènes de même direction. Cependant, le violent serrage alpin a bien pu amener des zones d'allures variées à s'écraser, parallèlement les unes aux autres, contre le bord des Atlas méridionaux (Atlas saharien et tunisien). Ces derniers, moins comprimés, montrent, pour leur part, des variations de largeur considérables (fig. 2), contiennent des zones de faciès très obliques à la direction structurale moyenne, et disparaissent entre l'Atlas tunisien et la Sicile.

Les zones de faciès des Atlas septentrionaux montrent par ailleurs de grandes variations dans leur continuité et dans leur extension transversale.

Certaines ont un très grand développement longitudinal. C'est le cas de la Zone Intermédiaire (Caire, 1957), caractérisée par un Sénonien marno-calcaire avec lentilles de conglomérats à éléments caractéristiques, tels que silex noirs et calcaires jurassiques à orbicules siliceux. Connue dans l'Algérois (Ecaillés intermédiaires de L. Glangaud), cette zone se prolonge dans les Babors (et dans la lame C1 du Tell méridional), et se retrouve en Sicile (lame du Monte Pomiere), où elle peut passer au N ou au S du Panormide.

D'autres zones paléogéographiques s'interrompent longitudinalement, sans que ce phénomène puisse être mis sur le compte de l'érosion ou de l'entoussissement tectonique. Ainsi, le sillon tellien, prolongement du sillon préfinain, se poursuit à l'E en Tunisie, mais il manque totalement en Sicile, entre la zone du Monte Soro et celle de Sciafani.

Le cas de la chaîne calcaire kabylo-péloritaine est moins évident. Ses interruptions actuelles peuvent être expliquées de deux manières : 1) discontinuité paléogéographique à l'image des guirlandes insulaires : chapelet de hauts-fonds où se déposaient les sédiments de la future chaîne calcaire, entrecoupés de sillons transversaux ou d'ensellements capables de drainer le matériel terrigène des flyschs ; 2) évolution orogénique, les interruptions actuellement visibles ayant été créées par la tectonique et l'érosion, au sein d'un domaine originellement continu.

Nous avons, dans le cas de la Sicile, les éléments permettant de penser à une terminaison paléogéographique occidentale du domaine péloritain (fig. 16 et 18) et d'autres exemples d'aires de faciès sans direction d'allongement préférentiel.

Comment figurer ces diverses terminaisons ? Faut-il leur donner une forme anguleuse ou arrondie, tronquée ou effilée ? La coïncidence de plusieurs terminaisons sur une même transversale, et l'existence de structures diagonales, conduisent à envisager des discontinuités obliques à la direction E-W. Le meilleur exemple en est la bordure orientale de la Tunisie, où l'on doit arrêter l'Atlas tunisien et le sillon tellien, et où l'accident majeur du Zaghouan révèle un trait permanent de la paléogéographie mésozoïque. Il est ici possible de faire passer une transversale d'orientation SW-NE à SSW-NNE, parallèle à l'une des directions du réseau rhéomatique africain de R. Furon (1958). De là est venue l'idée de placer d'autres lignes de discontinuité semblablement orientées. L'image ainsi obtenue de ce qu'a pu être la paléogéographie antérieure aux charriages miocènes diffère évidemment de la paléogéographie zonale, dogme encore respecté dans beaucoup de synthèses, et particulièrement chez L. Ogniben.

très détritiques. Ces caractères stratigraphiques, intermédiaires entre ceux de la nappe des Argille Scagliose, du domaine péloritain et du flysch externe, ainsi que la position géographique actuelle des lambeaux de la nappe de Reitano, conduisent à chercher sa patrie sur la marge ouest et nord-ouest du domaine péloritain. Ce dernier se terminait donc paléogéographiquement vers l'Ouest, dès le Crétacé (fig. 18).

Quant aux grès numidiens, ils devaient se déposer à la fois au N, à l'W et au S du domaine reitanien. Or, les termes crétacés et éocènes des séries numidiennes (Numidien externe parautochtone, Numidien intermédiaire et Numidien interne allochtones) n'offrent jamais des faciès péloritains, et ces Numidiens n'entraînent jamais à leur base des débris péloritains (socle, chaîne calcaire ou Oligo-Miocène molassique). Ces faits confirment la terminaison paléogéographique vers l'W du domaine péloritain.

d) Le massif péloritain (fig. 12, 13, 15, 19, 21).

Le massif péloritain (= Péloritains ou monts Péloritains au sens large), étudié par Duée et Truillet, est, avec son prolongement calabrais, une "Kabylie sicilienne". Il comporte un socle métamorphique, avec intrusions granitiques, affecté par des renversements et chevauchements vers le S. Sa couverture mésozoïque-éocène constitue une chaîne calcaire qui se décompose en quatre zones de faciès. Les deux zones externes (de *Longi-Gallodoro* et de *Taormina*) ont glissé sur les phyllades. Elles revêtent le bord méridional des monts Péloritains et forment une chaîne bordière. Vers l'intérieur, la zone d'*Ali* se présente en lambeaux renversés. Ces trois zones comportent un Permo-Trias à faciès verrucano (anagénites) et une série jurassico-crétacico-éocène, dolomitico-calcaire, réduite, lacuneuse, de type briançonnais, très semblable à celle de la chaîne calcaire (ou dorsale) kabyle d'Algérie. Enfin, dans une situation encore plus interne, apparaît le Tithonique-Néocomien calcaire de la zone de *Novara*, en repos sur des conglomérats d'âge probablement bartonien. L'ensemble de ces séries mésozoïques-éocènes à dominante calcaire caractérise le *domaine péloritain*, qui se présente ainsi comme une grande unité paléogéographique alpine, "amygdale ascendante" affectée de pulsations, et "haut-fond" entouré de flyschs.

Dès le Sénonien-Eocène inférieur, les Péloritains ont été soumis à des déformations, comme en témoi-

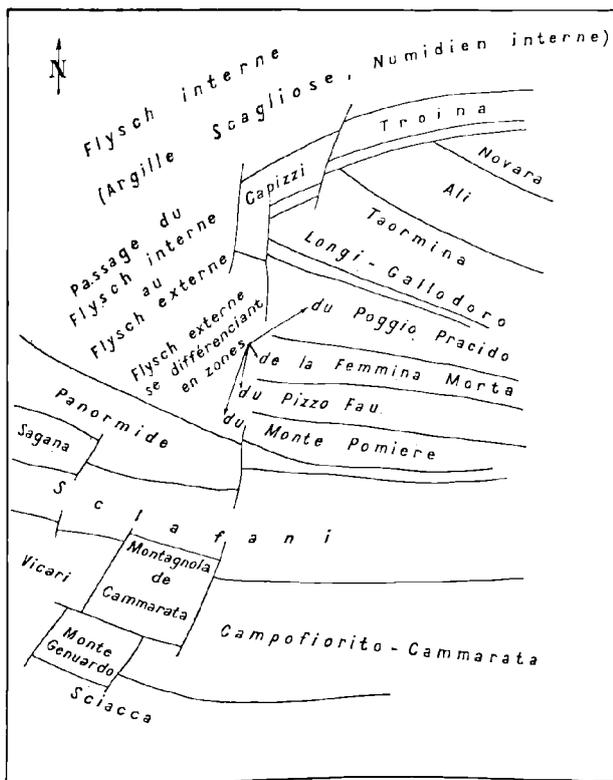


FIG. 18. — Paléogéographie tronçonnée de la Sicile.

Comme l'Afrique du Nord, la Sicile offre actuellement des zones structurales allongées dans une direction sensiblement W-E. Ce dispositif est dû aux poussées alpines de direction moyenne S-N. Lorsqu'on passe aux reconstitutions paléogéographiques, on a tendance à imaginer des zones elles-mêmes allongées dans la direction E-W. Mais d'autres possibilités sont offertes, particulièrement en Sicile, où l'on sait que la chaîne calcaire péloritaine se termine paléogéographiquement vers l'W, où l'on connaît le passage progressif entre le Numidien interne lié aux A.S. et le Numidien externe de la zone de Sclafani, où le Panormide n'est plus représenté à l'E des Madonies, où le flysch du Monte Soro semble se fondre au NW avec les A.S., où la nappe de Reitano n'offre qu'un développement E-W très réduit. Ce sont là des entorses à la zonalité linéaire, qui engagent à dessiner une carte paléogéographique où les «aires» de faciès sont des formes variées, obliques à la direction E-W, ou isométriques. Par ailleurs, en se fondant sur l'existence de décrochements SSW-NNE, à l'Ouest du plateau de Raguse, dans les monts Nebrodi, et en d'autres secteurs siciliens, on peut essayer de délimiter les aires de faciès secondaires ou tertiaires par des accidents transversaux du réseau rhéomatique africain, ayant cette même orientation.

Et c'est l'un de ces essais qui est représenté ici, où les aires de faciès sont limitées par des décrochements SSW-NNE, et s'assemblent comme une mosaïque irrégulière. Il est certain que l'écrasement de cet ensemble peut conduire à la structure sicilienne actuelle, surtout si l'on fait varier la direction de la pression pendant le raccourcissement. Mais d'autres assemblages restent possibles, et ne manqueront pas d'être proposés.

On notera que les bandes dépourvues d'inscription sont les «entrezones», de largeur inappréciable, où s'effectuaient les interdigitations ou les ruptures de faciès entre des zones que la tectonique a rapprochées.

Documents consultés : Travaux siciliens de MM. Broquet, Duée, Mascle et Trulliet.

gne la mise en place de klippe sédimentaires dans la zone de Longi-Gallodoro. Après la phase yprésolutétienne qui bouleverse le socle et constitue la chaîne bordière, vient une période de déformations et de sédimentation détritique s'achevant par le dépôt, en discordance totale, de l'Oligo-Miocène molassique. Puis la nappe des Argille Scagliose se répand sur les Péloritains et sur la zone de Sclafani, le domaine péloritain est charrié en masse, et sa partie externe s'écaille sur la nappe du Monte Soro.

V. — L'ARC CALABRO-SICILIEN

L'arc calabro-sicilien est de constitution récente. Il se surimpose à des structures antérieures qu'il recoupe parfois obliquement. Cependant, cet arc a été préparé ou préfiguré dans l'histoire paléogéographique et structurale alpine.

A petite échelle, des limites arquées rendent bien compte de l'organisation paléogéographique mésozoïque. On est conduit au dessin d'un arc si l'on suit la bordure interne de la plateforme africaine, jalonnée par le Plateau de Raguse et par l'Apulie (fig. 2, 4). Il en est de même pour la bordure du domaine interne (flysch interne : A.S., Numidien interne de Sicile et Calabre méridionale ; complexe flyschöide de Calabre septentrionale). C'est encore vrai pour la Sicile moyenne et ses correspondants apenniniques : faciès de la série de Sclafani connus dans la série de Lagonegro. Il en est de même, mais d'une manière moins probante, pour les limites paléogéographiques inscrites dans le massif péloritano-calabrais. Ces limites peuvent être dues simplement à l'allure amygdalaire de ce massif ascendant. Un problème important se pose lorsqu'on envisage les relations mésozoïques précises entre Berbérides (Afrique du Nord - Sicile - Calabre méridionale) et l'Apennin. Pour le résoudre, il faut étudier la nature du contact entre ces deux rameaux alpins.

Rappelons quelques données sur ce sujet. Le massif calabrais de la Sila supporte, près de son bord septentrional, des lambeaux transgressifs de chaîne calcaire qui présente le faciès de la chaîne bordière sicilienne. On se trouve donc bien jusque-là sur le prolongement des Péloritains ou en d'autres termes, en régime kabyle (fig. 19).

D'autre part, l'Apennin calcaire méridional apparaît en fenêtres à l'W de la Sila, et il passe

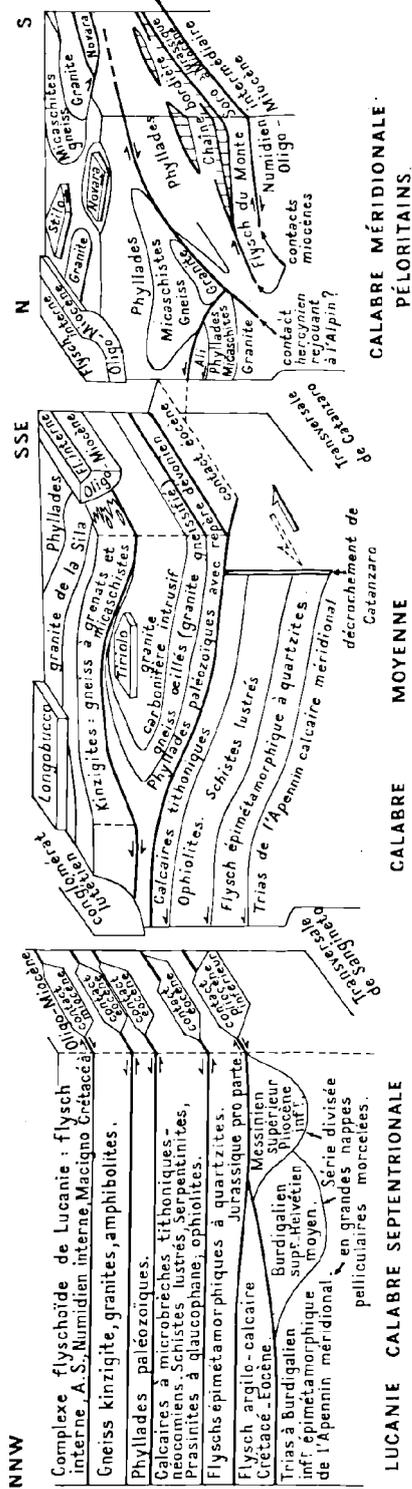


FIG. 19. — L'ensemble péloritano-calabrais.

Ce bloc-diagramme présente l'architecture comparée des divers tronçons de l'édifice péloritano-calabrais, l'observateur étant placé en mer Tyrrhénienne. Il donne les relations de superposition des grandes unités structurales, les contacts anormaux étant représentés en traits forts. Il est établi à partir des travaux publiés par MM. Bousquet et Grandjacquet, en Calabre septentrionale - Lucanie; Dubois, en Calabre moyenne; Afchain et Caire, en Calabre méridionale; Truillet, dans les Péloritains orientaux; Duée, dans les Péloritains occidentaux.

Dans cette reconstitution, on a dû simplifier la réalité: épaissir et continuer des unités, forme des contacts anormaux, situation des dépôts transgressifs. On a fait abstraction des écaillages et redoublement de séries, de la fragmentation de certaines nappes, des phénomènes de résédimentation, et de certaines déformations post-nappes.

On notera particulièrement que:

- Les charriages de la phase éocène se sont opérés sensiblement vers le N en Calabre et dans le Nord-Ouest Péloritain, vers le S et dans le Sud et l'Est Péloritains. L'axe de l'éventail occupe donc une position très méridionale dans l'ensemble hercynien péloritano-calabrais.
- Les recouvrements éocènes, créateurs de métamorphisme, se sont produits, vers le N, sur des flyschs internes de type ligure (schistes lustrés, ophiolites, etc...). La masse recouvrante se présente comme une nappe du premier genre, avec flanc inverse largement développé, et flanc normal érodé supportant les lambeaux de la série de Tirriolo (chaîne calcaire). La chaîne calcaire (chaîne bordière péloritaine, Novara, Ali, Siliro) se décolle sur les phyllades; elle est brassée localement dans ceux-ci; ailleurs elle glisse à leur surface ou sur des conglomérats éogènes.
- Le contact des granites sur les phyllades, reconnu dans les Péloritains occidentaux (G. Duée), semble être absent dans les Péloritains orientaux (R. Dubois et R. Truillet), à moins qu'il ne s'agisse là d'un contact hercynien syn- ou anté-métamorphique, à faible rejeu alpin (v. fig. 20).
- Les recouvrements miocènes ont amené le complexe des flyschs internes non métamorphiques sur l'Oligo-Miocène, lui-même discordant sur les structures déjà réalisées. Les mouvements correspondants se sont opérés le long des directions transversales à l'arc calabro-sicilien, vers l'extérieur de cet arc (v. fig. 21, 22).
- Les recouvrements pliocènes, reconnus par J.C. Bousquet et Cl. Grandjacquet en Calabre septentrionale et Lucanie, correspondent à un événement tectonique majeur, car ils mobilisent l'ensemble des nappes déjà formées. Si R. Dubois, en Calabre moyenne, G. Duée et R. Truillet, dans les Péloritains, ne reconnaissent pas cette phase récente, c'est apparemment qu'il n'existe pas, dans ces régions, de dépôts du Miocène supérieur ou du Pliocène inférieur engagés dans les charriages.
- Le décrochement sénestre de Catanzaro est un accident interprétatif, antérieur ou contemporain de la phase éocène. Il a amené sur un même alignement N-S, l'Apennin calcaire (zone relativement externe de l'orogène apenninique) et le domaine péloritano-calabrais (zone relativement interne, de type kabyle, de l'orogène berbère) (v. fig. 3, coupe f).
- Les transversales de Catanzaro et de Sangineto sont des zones d'affaissement récent. Chacune montre, sur ses deux bordures, des unités structurales qui se correspondent de manière satisfaisante.

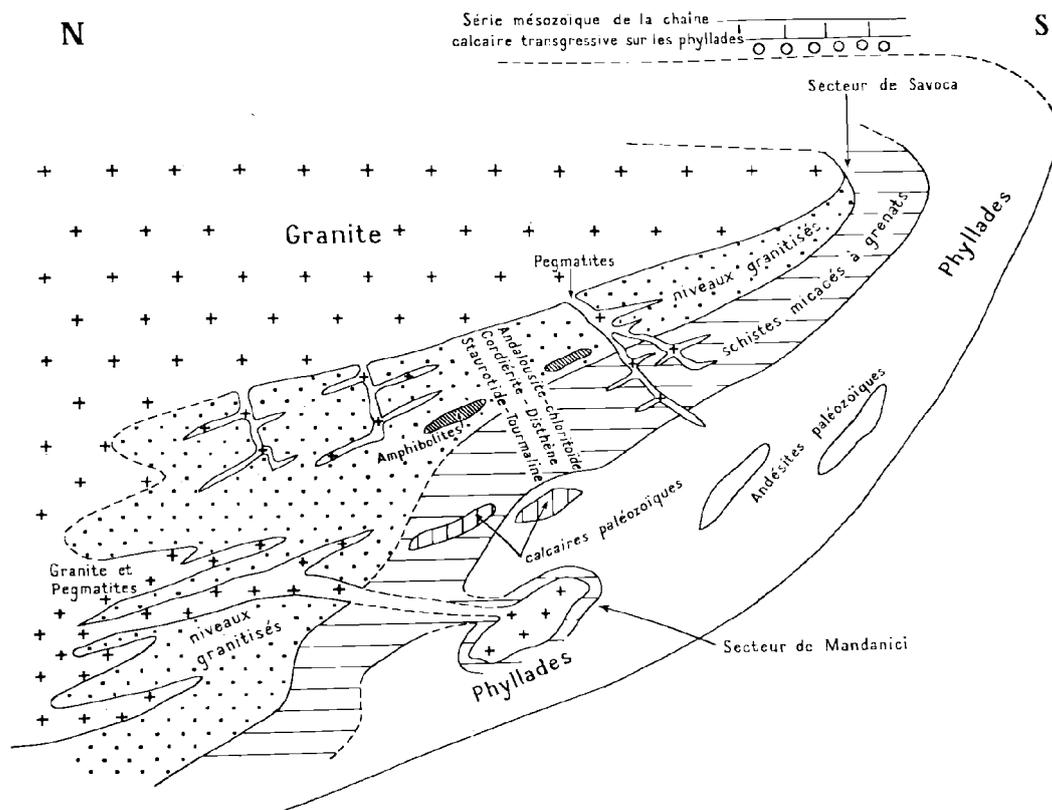


Fig. 20. — Le socle des Péloritains orientaux avant les mouvements alpins.

Ce schéma a été réalisé d'après les premiers résultats de l'étude des Péloritains orientaux effectuée par R. Dubois et R. Truillet.

Le socle péloritain peut être très schématiquement représenté comme un grand pli couché vers le SSW, d'âge hercynien. L'enveloppe phylladique a subi un métamorphisme régional anté-hercynien, car elle contient des conglomérats non métamorphiques, à éléments épimétamorphiques. Elle contient un horizon repère avec andésites, schistes polychromes, rhyolites, tufs rhyolitiques et calcaires métamorphiques à Tentaculites du Dévonien. Elle montre de nombreux filons et exsudats de quartz. Elle est couverte en transgression par le Verrucano (à dragées de quartz provenant du domaine sarde) surmonté par la série de la chaîne calcaire, de type Briançonnais.

Le cœur granitique s'est mis en place lors de la formation du pli couché et a provoqué dans l'enceinte une auréole de métamorphisme allant de cornéennes peu épaisses (secteur de Savoca) à des niveaux granitisés souvent très épais. Cette auréole de métamorphisme présente des paragenèses constantes à muscovite, biotite, grenat, tourmaline ainsi qu'andalousite, chloritoïde, cordiérite, disthène, sillimanite, staurolite. A Mandanici apparaît une masse granitique foliée incluse dans les phyllades, dont l'auréole de métamorphisme est peu épaisse. Il ne subsiste actuellement que le flanc inverse du pli couché. La disparition du flanc normal est due essentiellement à l'érosion qui a suivi la phase ypréso-lutétienne (v. fig. 21). Le socle des Péloritains occidentaux, étudié par G. Duée, est représenté sur la fig. 19. Il présente une partie méridionale analogue à celle figurée ici, et une partie septentrionale renversée vers le N, ce qui correspond probablement à une structure en éventail.

latéralement, en profondeur, à la série, très externe, d'Apulie (Puglie) (*).

(*) En effet, les sédiments mésozoïques de l'Apulie s'ennoient sous la zone préapenninique (Bradano, Molise) où s'est opérée une gigantesque resédimentation miocène et pliocène (fig. 23). Ils réapparaissent dans l'autochtone et l'allochtone inférieure de Lucanie et de Calabre. Ils caractérisent un domaine à sédimentation épicontinentale (dolomies, calcaires oolithiques, récifaux, à Rudistes, à Algues).

Ce dispositif heurte la logique paléogéographique reconnue dans les chaînes berbères. Lorsqu'on parcourt longitudinalement les Atlas, puis les structures siciliennes et la Calabre méridionale, on ne peut que s'étonner de voir une unité de type kabylo, donc paléogéographiquement "interne", charriée "en bout" sur une zone relativement externe. Il est cependant possible de maintenir cette logique alpine en admettant l'évolution suivante :

Fig. 21. — Evolution alpine du massif péloritain.

Ces coupes sans échelle donnent les relations successives entre les divers groupes de roches du socle et de la couverture. Le socle est figuré d'après les observations de G. Duée, la couverture, d'après les travaux de A. Caire, G. Duée et R. Truillet.

1. *Mésozoïque - Eocène inférieur* : Sur le pli couché hercynien, les différentes séries constituant la chaîne calcaire forment une couverture sédimentaire débutant par la formation détritique du Verrucano. Du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur, des klippes sédimentaires de la série de Taormina et de la série de Longi-Gallodoro se mettent en place dans l'unité de Longi-Gallodoro.

2. *Lutétien supérieur* : La phase ypréso-lutétienne affecte profondément le socle et la couverture sédimentaire. Le pli couché rejoue, le renversement s'opérant suivant la direction hercynienne, vers le SSW. La série d'Ali, qui reste solidaire des phyllades, est renversée. La série de Novara glisse par lambeaux successifs vers le S sur son substratum, essentiellement phylladique, en cours d'érosion.

Puis, des cisaillements subhorizontaux affectent le socle : ils se situent préférentiellement à la base de la masse granitique et ils coïncident des lambeaux de la série de Novara.

En même temps, dans la partie externe de la chaîne calcaire, les séries de Taormina et de Longi-Gallodoro glissent vers le Sud sur leur substratum phylladique et se superposent l'une à l'autre en formant la chaîne bordière. En arrière de la chaîne bordière, des lambeaux de la série de Taormina apparaissent totalement emballés dans les phyllades. Ce déplacement tangentiel est suivi du dépôt, en transgression, des conglomérats rouges du Lutétien supérieur.

On ne peut dire si, ni dans quelle mesure, la chaîne bordière chevauche, au cours de la phase ypréso-lutétienne, les séries plus méridionales (formation de Piedimonte et lame de San Fratello), mais c'est une possibilité qu'il est logique d'envisager.

3. *Bartonien* : Dans la partie septentrionale du domaine péloritain se déposent les conglomérats continentaux de Novara et de Forza d'Agro, d'âge probablement bartonien. L'unité de Novara continue à se déplacer vers le S et vient chevaucher les conglomérats bartoniens.

En même temps, dans la partie la plus externe du domaine péloritain (zone de Piedimonte Etneo), se déposent des grès et conglomérats qui ont la même composition que ceux de Novara.

4. *Oligo-Miocène* : Entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène terminal se place une phase d'érosion, avant que les conglomérats et grès oligo-miocènes ne viennent occuper progressivement l'ensemble du domaine péloritain.

5 et 6. *Miocène* : A la suite du dépôt de l'Oligo-Miocène péloritain, on assiste à plusieurs déplacements tangentiels qu'il est difficile de situer chronologiquement les uns par rapport aux autres dans le détail. Nous proposons :

a) Charriage du domaine péloritain sur le flysch du Monte Soro. En même temps, se produisent des rejeux à l'intérieur de la chaîne bordière entraînant des superpositions sur l'Oligo-Miocène (celles-ci n'ont pas été figurées sur le schéma). Charriage du flysch du Monte Soro par l'intermédiaire du Numidien intermédiaire, non distingué ici.

b) Mise en place des Argille Scagliose (flysch interne) sur le domaine péloritain.

c) Rejeu ultérieur de la nappe du Monte Soro, coïncant du flysch interne à sa base, et non figuré ici.

A partir d'une ceinture orogénique berbéro-apenninique supposée continue, le jeu d'un décrochement transversal a pu amener le massif calabrais au contact des zones apenniniques externes. Ce décrochement sénestre peut être antérieur ou subcontemporain du charriage de la Sila sur l'Apennin. Des phénomènes ultérieurs de déformation ayant provoqué l'affaissement du couloir transversal de Catanzaro, c'est pour fixer les idées que j'ai admis que le décrochement initial coïncidait avec cette zone de Catanzaro (fig. 4 et 19), mais il est bien entendu que la ligne de décrochement n'est plus visible actuellement, puisqu'elle passe, en profondeur, sous le "bord radical" de la masse allochtone, c'est-à-dire quelque part sous la Calabre cristalline.

Le décrochement de Catanzaro peut être un accident du réseau rhéomatique africain (v. fig. 17). De direction NW-SE ou WNW-ESE, il a pu jouer en décrochement parce qu'il se trouvait dans la direction moyenne de la poussée alpine (Brunn, 1960). Le jeu de cet accident n'a pas dû altérer l'arc paléogéographique berbéro-apenninique, puisqu'il se dispose à peu près perpendiculairement à cet arc. Dans l'hypothèse de la figure 24, il n'est d'ailleurs plus besoin de parler de décrochement, mais d'un coulissement vers l'ESE du bord septentrional de l'amygdale calabro-péloritaine.

Quant à l'arc calabro-sicilien actuel, bien dessiné par le rivage tyrrhénien de la Sicile et de la Calabre, on doit pouvoir l'interpréter par les données géologiques, sismiques, volcaniques, gravimétriques et magnétiques. Je ne signalerai que quelques-uns des travaux consacrés à cette interprétation qui me semble encore fluctuante.

A propos des séismes de 1783, Suess (*La face de la Terre*, trad. fr., 1897, t. 1, fig. 11 et p. 112) notait déjà : « L'on est conduit à admettre que, » dans l'aire limitée par la ligne périphérique de » 1783, l'écorce terrestre s'affaisse en forme de » cuvette, et qu'il se produit en même temps des » failles radiales, venant converger sur les îles » Lipari ».

L'équilibre isostatique n'est pas atteint de nos jours. On a calculé des anomalies isostatiques qui atteindraient — 100 milligals dans le golfe de Tarente et la Sicile centrale, + 68 mg au centre de la mer Tyrrhénienne (+ 240 mg en anomalie de Bouguer).

Les déformations affectent certainement le manteau, comme en témoignent les séismes dont les foyers se situent entre 70 et 300 km de profondeur. S'il est permis d'interpréter le passé à la lumière de ces faits actuels, les déversements périphériques, écoulements des nappes plastiques et glissement de séries décollées peuvent être facilement expliqués par un bombement du manteau (Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960). Un élargissement progressif de cette intumescence et un affaissement corrélatif de sa partie centrale, rendraient très bien compte de l'onde orogénique étudiée du Miocène au Pliocène en Sicile.

Parmi les travaux les plus récents, Van Bemmelen (1969 a) reprend un modèle qu'il a proposé dès 1933, et explique l'évolution récente de la mer Tyrrhénienne et de ses bordures par l'activité du manteau supérieur agissant sur une croûte sialique passive. Pour cet auteur, "the circum-Tyrrhenian mountain system is the youngest and still active system of meso-undations in the western Mediterranean sea". Le même auteur (Van Bemmelen, 1969 b) propose une coupe qui rend compte des anomalies isostatiques actuelles dans le bassin tyrrhénien et ses bordures.

Pour Ritsema (1969), les séismes du manteau supérieur de l'arc calabrais suggèrent la formation d'un nouveau fond océanique dans le coin sud-est de la mer Tyrrhénienne, dans le sillage de l'arc calabrais dérivant vers l'ESE.

Cette dérive, et l'extension corrélative, expliquerait le volcanisme actuel des îles Lipari. Allan (1969) relie à cette activité volcanique les grandes anomalies magnétiques de la mer Tyrrhénienne (la mer Ionienne occidentale ayant un relief magnétique presque plat).

Une nouvelle hypothèse (fig. 24) propose un arc calabro-sicilien mésozoïque beaucoup moins fermé que l'actuel. On y voit l'ensemble péloritano-calabrais jalonnant une zone "kabylo-toscane", et la Sicile moyenne prolongeant l'Atlas saharien septentrional. A partir de ce dispositif, il faut admettre un déplacement vers l'ESE, qui peut s'accorder avec ceux de l'ensemble corso-sarde (et des Pyrénées?). Ce déplacement vers la mer Ionienne intéresse aussi la Crête, d'après Allan (1969).

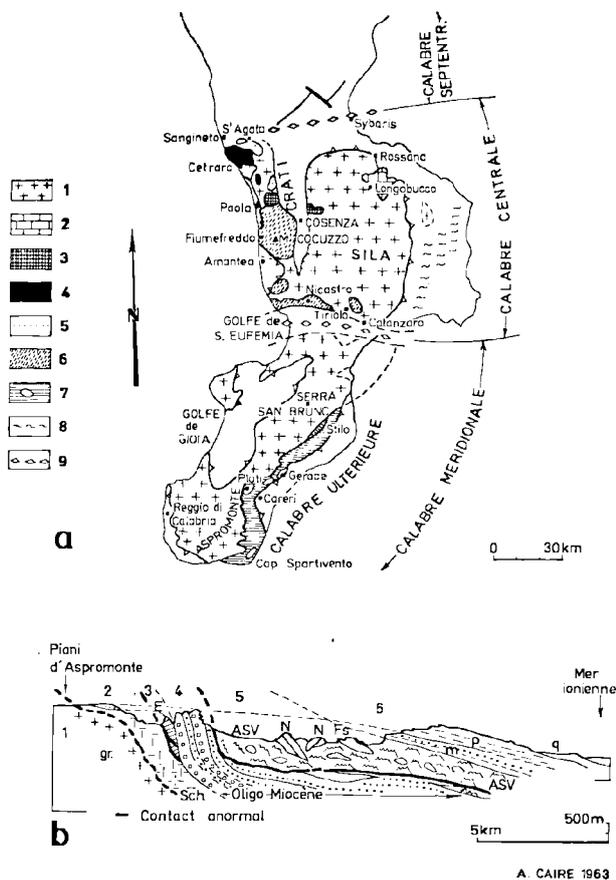


FIG. 22. — La Calabre centro-méridionale et coupe en Calabre ultérieure.

a) Carte géologique schématique de la Calabre centro-méridionale.

1 : Granite, gneiss, micaschistes et phyllades de l'Aspromonte-Serra San Bruno et de la Sila (pour plus de détails, voir le bloc-diagramme de la fig. 19). Ces terrains sont recouverts par l'Oligo-Miocène en Calabre ultérieure. — 2 : Mésozoïque et Eocène pélagiques, essentiellement calcaires, de type chaîne calcaire, constituant la couverture non déplacée de la Sila (région de Longobucco) et la couverture déplacée de l'Aspromonte-Serra Bruno (v. coupe b). — 3 : Diabases Porphyrites. — 4, 5, 6 : Flyschs épimétamorphiques [4 : Schistes pseudo-lustrés ; 5 : Flysch à quartzites Nord (FQN) ; 6 : Flysch à quartzites Sud (FQS)]. — 7 : Oligo-Miocène et flysch interne (A.S.), de Calabre ultérieure (v. coupe b). — 8 : Flysch chaotique est-siléen (Argille Scagliose et termes de passage du Numidien au Macigno). — 9 : Zones de Sanguinetto et de Catanzaro. En blanc : dépôts postorogéniques.

b) Coupe synthétique approximativement W-E, en Calabre ultérieure (v. fig. a), d'après A. Caire, 1961, *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 545-558.

1 : Granites, gneiss et micaschistes de l'Aspromonte-Serra San Bruno. — 2 : Phyllades plastiques, plus ou moins décollés de 1, ayant dû subir un déplacement d'autant plus grand par rapport à 1 que l'on monte dans leur série, et constituant la semelle de 3. — 3 : Ecailles calcaires de la région de Stilo. — 4 : Oligo-Miocène molassique : conglomérats, grès tendres et marnes. Formation discordante sur 1, 2 et 3 (t : taffoni), remaniant dans sa partie supérieure les sédiments de 5, et supportant la masse principale de 5. — 5 : Flysch interne chaotique constitué par une matrice argileuse varicolore [Argille Scagliose Varicolori (A.S.V.)] essentiellement formée d'argiles numidiennes à *Tubotomaculum*, matrice dans laquelle

sont dispersés, à l'état de débris de toutes tailles (de l'ordre du décimètre à celui du kilomètre), les autres termes de la série du flysch interne. Sur la coupe : Fs : flysch sénonien à microbrèches ; N : grès numidien. — 6 : Miocène moyen-supérieur postorogénique, discordant sur 5, Pliocène et Quaternaire. Des surfaces d'érosion se sont élaborées en Calabre pendant le Mio-Plio-Quaternaire postorogénique. L'une d'entre elles détermine les Piani d'Aspromonte.

L'évolution tectonique qu'on peut retracer au vu de cette coupe est la même que celle de la chaîne bordière des Péloritains (fig. 21). Les panneaux de couverture mésozoïque-éocène de Stilo et autres lieux, ont glissé sur les phyllades. Le tout a été recouvert en discordance par l'Oligo-Miocène, puis les Argille Scagliose se sont écoulées sur l'Oligo-Miocène. Enfin, sont venus des déformations et des dépôts posthumes.

Abstraction faite de ces dépôts postorogéniques, la coupe reflète donc l'aspect que devait offrir le bord méridional du massif péloritain après la mise en place des A.S. (v. fig. 21, coupe b, et fig. 3, coupes c, d), et avant érosion. Ici, le recouvrement du massif cristallin (1-2) et de son revêtement (3-4-5) sur des unités plus externes est invisible. Le contact figuré par Quitzow au pied oriental de l'Aspromonte n'existe donc pas. Peut-être passe-t-il en profondeur et, dans ce cas, sort-il plus à l'E ? C'est l'interprétation donnée sur la figure 24 (ligne f).

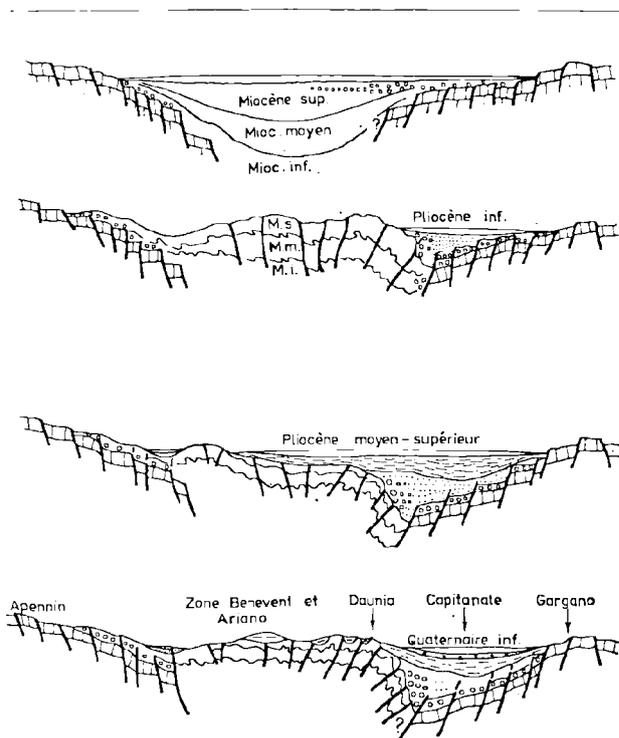


FIG. 23. — Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apennin apulo-campanien (d'après Jacobacci, 1962).

L'intérêt de ces coupes est de faire apparaître la migration et le refoulement, vers l'extérieur de la chaîne, de l'avant-fosse apenninique, entre le Miocène et le Quaternaire. Au N du Monte Gargano, cette avant-fosse continue à fonctionner actuellement à l'emplacement de la mer Adriatique.

On peut comparer cette évolution à celles de Sicile occidentale, où l'avant-fosse montre au cours du Miocène et du Pliocène, la même progression vers l'extérieur (fig. 14), et se fragmente ultérieurement en bassins soulevés (fig. 2) ; et de l'Algérie, où l'avant-fosse, en forme de sillon (fig. 3, 7 et 10), s'installe au Miocène inférieur et se déplace légèrement au Miocène supérieur, pour se désorganiser en bassins continentaux, souvent endoréiques (fig. 2 et 6).

FIG. 24. — Paléotectonique « argandienne » en Méditerranée centrale.

A partir du dispositif structural actuellement réalisé dans la boucle tyrrhénienne, on se propose ici de restituer, en Méditerranée centrale, les diverses portions de la Sicile dans les situations respectives qu'elles occupaient à la veille de la tectogenèse tertiaire. Cette reconstitution s'appuie sur les éléments suivants :

1) Les portions les plus internes de l'orogène sicilien (flyschs et domaine péloritain) sont très semblables, et même souvent identiques, à leurs correspondants atlasiques (flyschs et domaine kabyle). Aujourd'hui, elles sont séparées géographiquement par des zones plus externes, différentes entre elles (Atlas tunisien septentrional, Panormide, série de Sciafani). Pour raccorder les Kabyles aux Péloritains en les laissant à leurs places actuelles, il faut donc tracer, en Méditerranée, un axe sinueux et, de ce fait, artificiel.

2) Le massif péloritano-calabrais et les flyschs avoisinants sont actuellement isolés au fond de la boucle tyrrhénienne, et arrivent presque au contact des zones les plus externes (Apulie, plateau de Raguse) de l'orogène. Ils trouvent cependant une place paléotectonique commode entre Algérie orientale et Apennin septentrional, dans le prolongement du domaine kabyle vers la ride toscane (v. fig. 4).

3) Le socle péloritano-calabrais, avec sa chaîne calcaire (de caractère relativement interne), recouvre la partie sud de l'Apennin calcaire méridional (de caractère relativement externe). Il n'occupe donc pas une place logique dans son environnement paléogéographique actuel (v. Caire, 1962), ce qui peut s'expliquer par « un décrochement de Catanzaro » antérieur au recouvrement, ou par une dérive du massif calabrais vers l'Apennin.

4) Divers auteurs, depuis Argand (1922, fig. 26), ont admis qu'avant les grandes disjonctions alpines, la Corse et la Sardaigne étaient rabattues au voisinage de la Provence et des Pyrénées. Récemment, le déplacement du bloc corso-sarde a été lié à la rotation « antihoraire » du bassin de sédimentation de l'Apennin septentrional (Boccaletti et Guazzone, *Mem. Soc. geol. ital.*, 1968, VII, f. 2, p. 255, fig. 3). Par ailleurs, ce déplacement angulaire est confirmé par les recherches paléomagnétiques (Hospers et Van Andel, 1969, fig. 8). Selon R.W. Van Bemmelen (1966, 1968), la chaîne pyrénéenne a subi, par rapport à ses bordures, un coulisage vers l'ESE, qui s'accorde avec le déplacement présumé de la Sardaigne.

5) En plaçant la Sicile moyenne au NE de Bizerte, on amène côte à côte les séries numidiennes spéciales de Tunisie septentrionale (Rouvier) et de Sicile occidentale (régions de Roccapulumba-Château de la Margana) (Broquet). On rapproche de même les séries glauconieuses du Miocène inférieur (ou de l'Oligo-Miocène) connues à l'extérieur du précédent Numidien : Béjaoua (Burolet, Jauzein) en Tunisie septentrionale, zones de Vicari et de Campoflorito-Cammarata (Broquet, Mascle) en Sicile occidentale. Dans le dispositif ainsi réalisé, les grès du Cherichira s. l. font figure de série présaharienne, et leur alimentation par le socle africain devient paléogéographiquement très probable.

6) La partie de la mer tyrrhénienne voisine des côtes calabro-siciliennes témoigne d'une forte activité volcanique et présente d'importantes anomalies magnétiques, caractères facilement explicables si l'on admet que l'arc calabro-sicilien se décolle du fond tyrrhénien et continue à se déplacer vers l'ESE (Allan, 1969).

Si donc, comme cette figure le propose, un flux dirigé vers l'ESE rend compte de la fermeture progressive de la boucle tyrrhénienne, on peut imaginer, au Mésozoïque, un arc paléogéographique calabro-sicilien moins fermé, et par conséquent de forme plus vraisemblable que l'arc tyrrhénien actuel. L'hypothèse présentée ici est d'ailleurs en retrait par rapport aux conceptions d'Argand, pour qui la Sicile se situait, « avant les grandes disjonctions », entre les Baléares et l'Oranais, portée qu'elle était par l'extrémité d'un Apennin rabattu vers l'W.

Signification des figurés et des lettres.

- 1 : Tracé des côtes actuelles. Ces rivages ne sont donnés qu'à titre de repères géographiques, et n'ont évidemment aucune signification paléotectonique. Il est évident, par exemple que, si l'on n'avait pas craint de la défigurer, la Sicile moyenne (ligne d) aurait dû être dilatée ou disjointe en zones successives, afin qu'elle touche à la fois aux Péloritains (ligne c) et au plateau de Raguse (ligne e). Et il en est de même dans des mesures variables, pour toutes les régions comprimées par la tectonique alpine.
- 2 : Emplacement présumé, au Mésozoïque, du bloc corso-sarde, des parties médianes de l'ensemble péloritano-calabrais et de la Sicile moyenne, repérés par leurs limites géographiques actuelles. On a indiqué en Sardaigne les directions des déplacements tectoniques alpins (travaux de G. Chabrier), qui correspondent à ceux des Pyrénées.
- 3 : Directions paléogéographiques mésozoïques, déduites des positions fixées en 2.
- 4 : Déplacements selon les branches médianes de l'éventail tyrrhénien. On n'a pas figuré ici les déplacements transversaux ou obliques, pourtant indéniables, tels que les recouvrements éocènes du bloc péloritano-calabrais vers le N et vers le S ; ni les déplacements possibles, tels que celui de la Tunisie vers le NE (Dubourdiou, 1961).
- 5 : Déplacement selon les branches externes de l'éventail : Migration du bassin sédimentaire et des nappes de l'Apennin septentrional, du Crétacé supérieur à l'Actuel (Boccaletti et Guazzone, *op. cit.*) ; déplacement des nappes et appareils chevauchants de Tunisie septentrionale.
- a : Limite externe de la plate-forme épipaléozoïque européenne.
- b : Axe de l'orogène mésogéen, séparant les ceintures « alpidique » et « dinarique ».
- c : Zone ascendante jalonnée par les massifs kabyles, le massif péloritano-calabrais et, éventuellement, la ride toscane (v. fig. 4).
- d : Arc jalonné par le Tell et la Sicile moyenne. Son raccord avec l'Apennin septentrional s'opère au niveau de l'Ombrie ou de l'Apennin calcaire méridional.
- e : Bord interne de la plate-forme africaine, et de son promontoire raguso-apullen.
- f : Limite externe présumée du bloc péloritano-calabrais.

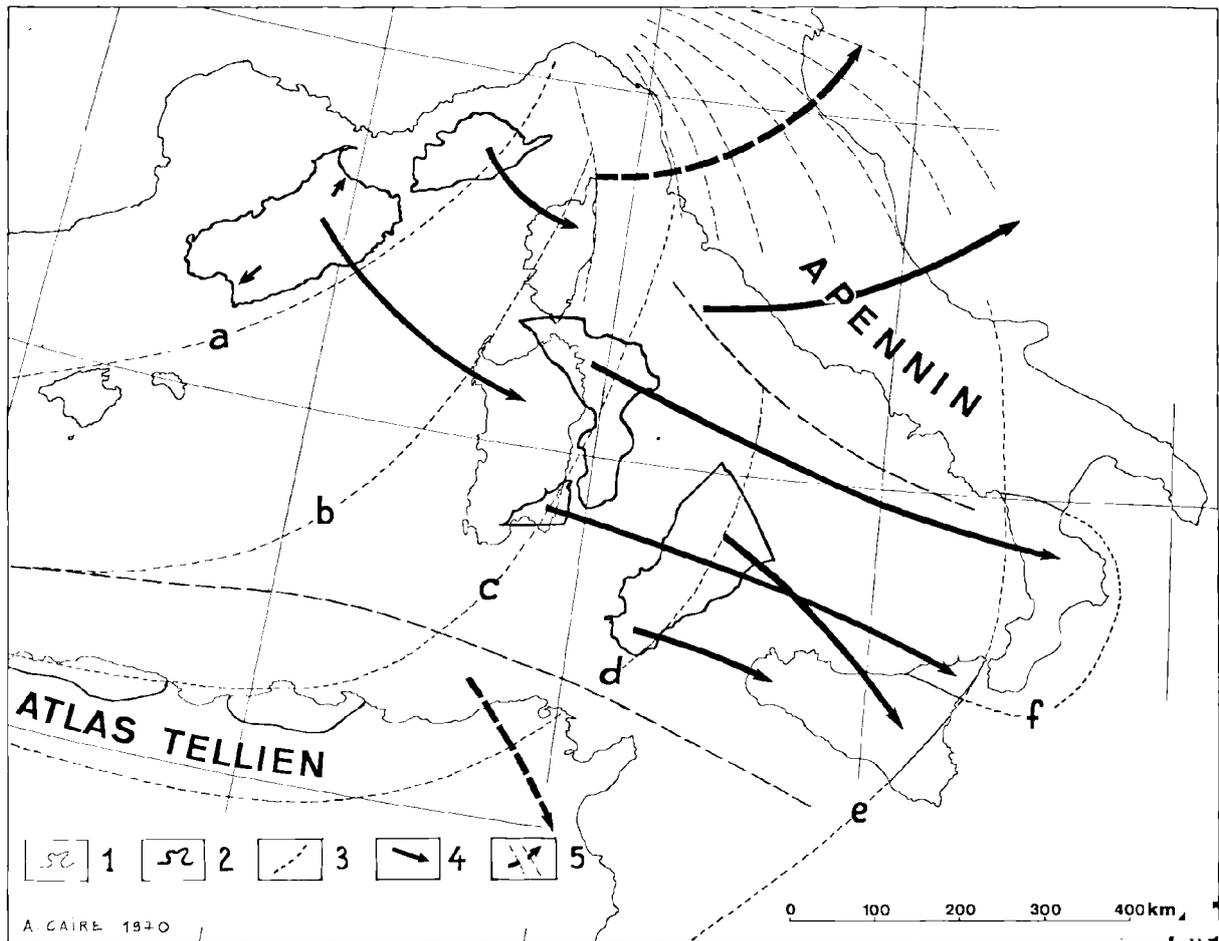


FIG. 24

BIBLIOGRAPHIE

Cette liste de références donne généralement, pour chaque auteur, l'une ou quelques-unes des dernières publications, qui permettent d'établir la bibliographie antérieure.

- 1) ACCORDI B. (1959). — Il flysch oligocenico-aquitano dei Monti Nebrodi (Sicilia nord-orientale). *Ecl. geol. Helv.*, **51**, p. 827-833.
- 2) ACCORDI B. (1964). — Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali. *Mem. Soc. geol. ital.*, **IV**, 1, p. 595-633.
- 3) ADDADI C., DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P., MAGNÉ J. et POLVÉCHE J. (1968). — Age de la mise en place de nappes dans le Tell méridional (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, **267**, p. 557-560.
- 4) AFCHAIN C. (1967). — Nature du contact entre les « granites » des Serre et les « gneiss fondamentaux » de l'Aspromonte en Calabre méridionale (Italie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 240-241.
- 5) ALLAN T.D. (1969). — A review of marine geomagnetism. *Earth. Science Review*, **5**, 4, p. 217-254.
- 6) ARBENZ P. (1908). — Zur Tektonik Siziliens. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges., Zurich*, **53**, p. 281-294.
- 7) ARGAND E. (1922). — La tectonique de l'Asie. *Congr. géol. internat.*, XIII^e sess., Belgique, 1^{er} fasc., p. 171-372.
- 8) AUBOUIN J. (1959). — A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, **II**, 3, p. 135-188.
- 9) AUBOUIN J. (1960). — Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **II**, p. 487-526.
- 10) AUBOUIN J. (1965). — Geosynclines. *Elsevier*, Amsterdam.
- 11) BAIRD D.W. (1967). — The Permo-Carboniferous of Southern Tunisia. *Guidebook to the geology and history of Tunisia*, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli, p. 85-107.
- 12) BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. et TONGIORGI M. (1967). — Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo « Macigno » dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, **VI**, 2, p. 213-244.
- 13) BEMMELEN R.W. VAN (1953). — Gravity field and orogenesis in the West-Mediterranean region. *Geol. Mijnb.*, **14**, p. 306-313.
- 14) BEMMELEN R.W. VAN (1966). — On mega-undations : a new model for the earth's evolution. *Tectonophysics*, **3**, (2), p. 83-127.
- 15) BEMMELEN R.W. VAN (1968). — On the origin and evolution of the Earth's crust and magmas. *Geol. Rdsch.*, **57**, 3, p. 657-705.
- 16) BEMMELEN R.W. VAN (1969 a). — Origin of the Western Mediterranean sea. *Geol. Mijnb.*, **26**, p. 13-52.
- 17) BEMMELEN R.W. VAN (1969 b). — The Alpine loop of the Tethys zone. *Tectonophysics*, **8**, 2, p. 107-113.
- 18) BENEDE E. (1956 a). — Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Boll. Serv. geol. Ital.*, **78**, p. 291-321.
- 19) BENEDE E. (1956 b). — Il problema delle « Argille Scagliose-Flysch » in Italia e sua probabile soluzione. Nuova nomenclatura. *Boll. Soc. geol. ital.*, **75**, p. 53-68.
- 20) BERTRANEU J. (1955). — Le massif du Bou Taleb (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N^o série, Bull. n^o 4, Trav. Coll., p. 1-194.
- 21) BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUÉE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1969). — Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XI**, p. 307-322.
- 22) BIANCHINI G. et MASCLE G. (1969). — Morphologie et tectonique plio-quadernaire dans la région de Realmonte (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, **269**, p. 1369-1371.
- 23) BLUMENTHAL M. VON (1929). — Geologische Beobachtungen auf Sizilien (Monti Peloritani-Madonie). *Ecl. geol. Helv.*, **22**, 2, p. 133-143.
- 24) BOCCALETTI M. et BORTOLOTTI V. (1965). — Lacune della serie toscana (1). *Boll. Soc. geol. ital.*, **84**, 5, p. 271-356.
- 25) BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. et TURI A. (1969). — Considerazioni sulla « serie (toscana) ridotta » a Sud dell'Arno. *Mem. Soc. geol. ital.*, **VIII**, 3, p. 265-272.
- 26) BOCCALETTI M. et SAGRI M. (1966). — Lacune della serie toscana (2). *Mem. Soc. geol. ital.*, **V**, 1, p. 19-66.
- 27) BOGDANOFF A. (1962). — Sur certains problèmes de structure et d'histoire de la plate-forme de l'Europe orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, p. 898-911.
- 28) BOUY T. DE (1969). — Repeated disappearance of continental crust during the geological development of the Western Mediterranean area. *Geol. Mijnb.*, **26**, p. 79-103.
- 29) BORSI S. et DUBOIS R. (1968). — Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale. *C.R. Ac. Sc.*, **266**, p. 72-75.
- 30) BORTOLOTTI V. (1966). — La tettonica trasversale dell'Appennino. *Boll. Soc. geol. ital.*, **85**, 2, p. 529-540.

- 31) BOUSQUET J.C. (1965). — Sur l'allure et la mise en place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro-lucaniens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 937-945.
- 32) BOUSQUET J.C. et GRANDJACQUET Cl. (1969). — Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, 268, p. 13-16.
- 33) BROQUET P. (1968). — Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse Sc.*, Lille.
- 34) BROQUET P. (1970 a). — The geology of the Madonie mountains of Sicily. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 201-230.
- 35) BROQUET P. (1970 b). — Observations on gravitational sliding: the concept of olistostrome and olistolite. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 255-259.
- 36) BROQUET P., CAIRE A. et MASCLE G. (1966). — Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p.994-1011.
- 37) BROQUET P., CAIRE A., DUÉE G. et TRUILLET R. (1963 a). — Distinction de deux séries à faciès flysch dans le Nord-Est sicilien. *C.R. Ac. Sc.*, 257, p. 2856-2858.
- 38) BROQUET P., CAIRE A., DUÉE G. et TRUILLET R. (1963 b). — Essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 300-302.
- 39) BRUNN J.H. (1960). — Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 470-486.
- 40) BUROLLET P.F. (1962). — Signification géologique du détroit de Sicile. 87^{me} Congrès des Sociétés Savantes, p. 849-853.
- 41) BUROLLET P.F. (1967 a). — Tertiary geology of Tunisia. *Guidebook to the geology and history of Tunisia, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 215-226.
- 42) BUROLLET P.F. (1967 b). — General geology of Tunisia. *Guidebook to the geology and history of Tunisia, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 51-58.
- 43) CARLISCH L. (1966). — La geologia dei Monti di Palermo. *Riv. Ital. Paleont. Strat. Mém.* XII.
- 44) CARLISCH L. et SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1967). — L'evoluzione paleogeografica della Sicilia e sue relazioni con la tettonica e la naftogenesi. *Mem. Soc. geol. ital.*, VI, 4, p. 449-474.
- 45) CAIRE A. (1957 a). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Thèse Sc.*, Paris et *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., bull. n° 16.
- 46) CAIRE A. (1957 b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., Bull. n° 20, Trav. Collab., p. 31-54.
- 47) CAIRE A., (1961). — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 545-558.
- 48) CAIRE A. (1962). — Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du Nord et Apennin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 774-784.
- 49) CAIRE A. (1963). — Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell algérien. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* (2), V, 4, p. 299-325.
- 50) CAIRE A. (1964). — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 163-176.
- 51) CAIRE A. (1965). — Morphotectonique de l'autochtone présaharien et de l'allochtone tellien. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, (2), VII, 3, p. 267-276.
- 52) CAIRE A. (1970). — Sicily in its Mediterranean setting. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 145-170.
- 53) CAIRE A., BROQUET P., DUÉE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1967). — Livret-guide d'excursion géologique en Sicile. *Trav. Lab. Méd. centr.*
- 54) CAIRE A., COUTELLE A. et OBERT D. (1968). — Tectonique des extrémités de la chaîne des Pabors (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 658-678.
- 55) CAIRE A., DUÉE G. et TRUILLET R. (1965). — La chaîne calcaire des Monts Péloritains (Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 881-888.
- 56) CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 915-938.
- 57) CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl. (1961). — L'orogénèse ponto-plio-quadernaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques. *C.R. Ac. Sc.*, 252, p. 145-147.
- 58) CAIRE A., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1950). — L'évolution structurale de la région de Miliana et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XX, p. 479-501.
- 59) CAIRE A. et MASCLE G. (1964). — Existence d'importants mouvements tangentiels pliocènes dans les monts Sicani (Sicile). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 417.
- 60) CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaison entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *C.R. Ac. Sc.*, 251, p. 1804-1806.
- 61) CAIRE A. et TRUILLET R. (1963). — A propos de la phase tectonique antérieure au dépôt de l'Oligo-Miocène dans les Monts Péloritains (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, 256, p. 2446-2447.
- 62) CAMPISI B. (1958). — Lineamenti geologici della regione di Sant'Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia settentrionale) in corso di stampa. *Boll. Serv. geol. Ital.*, 80, p. 565-610.
- 63) CANUTI P. et MARCUCCI M. (1967). — Lacune della serie toscana - IV Osservazioni sui rapporti stratigrafici tra maiolica e Schisti Policromi nella Toscana centro-meridionale (Area di Rapolano). *Boll. Soc. geol. ital.*, 86, 4, p. 809-818.

- 64) CAREY S.W. (1958). — The tectonic approach to continental drift. *University of Tasmania, Dept. Geology*, p. 177-355.
- 65) CASTANY G. (1955 a). — Les extrusions jurassiques en Tunisie. *Ann. Mines et géol.*, Tunis, n° 14.
- 66) CASTANY G. (1955 b). — Le Haut-Bassin siculo-tunisien. *Bull. Station océanogr. Salammbô* (Tunisie), n° 52, p. 1-17.
- 67) CASTANY G. (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Mines et géol.*, Tunis, n° 16.
- 68) CHABRIER G. (1969). — Sur la stratigraphie et la structure des monts d'Oliena (Sardaigne orientale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 218-219.
- 69) COQUE R. et JAUZEIN A. (1965). Essai d'une carte néotectonique de la Tunisie au 1/1.000.000. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, (2), VII, 3, p. 253-265.
- 70) COQUE R. et JAUZEIN A. (1967). — The geomorphology and quaternary geology of Tunisia. *Guidebook to the geology and history of Tunisia. Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 227-257.
- 71) COUTELLE A. (1968). — La terminaison occidentale de la Kabylie des Babor (région d'Akbou). Remarques sur la notion d'extrusion. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 457-463.
- 72) COUTELLE A. (1970). — Les flyschs du flanc sud du Djurdjura. *Publ. Serv. géol. Algérie*.
- 73) CRESCENZI S. et GAFFURINI U. (1955). — Tentativo di ricostruzione paleogeografica. La Sicilia attraverso il Neogene e il Quaternario. *Riv. Miner. Sicil.*, 6, 32, Palerme.
- 74) D'ARGENIO B. (1966). — Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, V, 4, p. 279-299.
- 75) DUBOIS R. (1969). — Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvito et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 269, p. 1815-1818.
- 76) DUBOIS R. et TRUILLET R. (1966). — L'évolution pétrographique des phyllades à l'approche des masses granitiques et la tectonique du cristallin des monts Péloritains (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, 263, p. 101-104.
- 77) DUBOURDIEU G. (1961). — Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord. *Livre P. Fallot, Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, I, p. 627-644.
- 78) DUÉE G. (1966). — La succession des zones de faciès dans la partie occidentale de la chaîne bordière des monts Péloritains (Sicile nord-orientale). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 35-46.
- 79) DUÉE G. (1968). — Analyse structurale et stratigraphique de la nappe du Monte Soro. *Publ. Serv. géol. Algérie*, n. s., Bull. 39, 1969, p. 73-87.
- 80) DUÉE G. (1969). — Etude géologique des monts Nebrodi (Sicile). *Thèse Sc.*, Paris.
- 81) DUÉE G. (1970). — The geology of the Nebrodi mountains of Sicily. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 187-200.
- 82) DURAND-DELGA M. (1956). — Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. *Geotekt. Symp. Hans. Stille*, p. 304-335.
- 83) DURAND-DELGA M. (1960). — Le sillon géosynclinal du Flysch tithonique-néocomien en Méditerranée occidentale. *Rend. Ac. naz. Lincei*, 8, 29, p. 579-585.
- 84) DURAND-DELGA M. (1961 a). — Au sujet du sillon méso-méditerranéen du Flysch au Crétacé et au Nummulitique. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 45-47.
- 85) DURAND-DELGA M. (1961 b). — Le sillon des Flyschs du Crétacé supérieur en Méditerranée occidentale. *Rend. Ac. naz. Lincei*, 8, 30, p. 62-66.
- 86) DURAND-DELGA M. (1961 c). — Le sillon du Flysch éocène en Méditerranée occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, 252, p. 296-298.
- 87) DURAND-DELGA M. (1961 d). — Le sillon géosynclinal des Flyschs oligocènes en Méditerranée occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, 252, p. 431-433.
- 88) DURAND-DELGA M. (1961 e). — Lexique stratigraphique international, vol. IV, fasc. 1b, (Algérie) avec une « esquisse structurale de l'Algérie en 1961 ». *Ed. C.N.R.S.*, Paris.
- 89) DURAND-DELGA M. (1967). — Structure and geology of the Northeast Atlas mountains. *Guidebook to the geology and history of Tunisia, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 59-84.
- 90) DURAND-DELGA M. (1969). — Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Ser. géol. Algérie*, Bull. 39, p. 89-131.
- 91) ELTER P. (1962). — Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 668-674.
- 92) FABIANI R. (1953). — Sulle interpretazioni geologiche della anomalie negative della gravità regionale in Sicilia. *Ric. scient.*, an. 23, 5, p. 767-788, Rome.
- 93) FABIANI R. et TREVISAN L. (1940). — Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricropimento nei monti di Palermo. *C.R. Ac. ital., Cl. Sc. fis. mat. e Nat.*, 11, p. 435-448.
- 94) FANCELLI R., GHELARDONI R. et PAVAN G. (1966). — Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, V, 1, p. 67-90.
- 95) FLANDRIN J. (1952). — La chaîne du Djurdjura. *19^e Congr. géol. intern. Alger*, Monogr. rég., 1^{re} sér., Algérie, 19.
- 96) FLORES G. (1959). — Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. *Fifth World Petr. Congr., New-York, Proc.*, sect. 1/13.

- 97) FURON R. (1958). — Esquisse structurale provisoire de l'Afrique. *Assoc. Serv. géol. africains*.
- 98) GHELARDONI R. (1965). — Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 84, 3, p. 277-290.
- 99) GIANNINI E., NARDI R. et TONGIORGI M. (1962). — Osservazioni sul problema della falda toscana. *Boll. Soc. geol. ital.*, 81, 2, p. 17-98.
- 100) GIANNINI E. et TONGIORGI M. (1962). — Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 682-690.
- 101) GIGLIA G. (1966). — Geologia dell'Alta Versilia Settentrionale (Tav. M. Altissimo). *Mem. Soc. geol. ital.*, VI, 1, p. 67-95.
- 102) GLAÇON G. et ROUVIER H. (1967). — Précisions lithologiques et stratigraphiques sur le « Numidien » de Kroumirie (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 410-417.
- 103) GLANGEAUD L. (1933). — Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. linn.*, Bordeaux, 85, p. 173-220.
- 104) GLANGEAUD L. (1957-58). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, (2), I, 4, p. 200-220, et II, 4, p. 197-204.
- 105) GLANGEAUD L. (1960). — Vers une solution des grands problèmes géologiques grâce aux nouvelles synthèses géodynamiques. *Encyclopédie française*, III, chap. 2, p. 25-56.
- 106) GLANGEAUD L. (1961). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures ; le rôle des phases ponto-plio-quadernaires, in *Océanographie de la Méditerranée occidentale. Coll. nat. C.N.R.S.*, Villefranche-sur-Mer.
- 107) GLANGEAUD L. (1968). — Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, (2), X, 2, p. 83-135.
- 108) GORTIS M. (1962). — Stratigraphie, structure et évolution structurale de la Kroumirie et de ses bordures. *Liv. mém. P. Fallot. Mém. h-sér. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 645-656.
- 109) GRANDJACQUET Cl. (1967). — Age et nature du métamorphisme « alpin » en Calabre du Nord. *C.R. Ac. Sc.*, 265, p. 1035-1038.
- 110) GRANDJACQUET Cl. (1969). — Les phases tectoniques et le métamorphisme tertiaire de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie). *C.R. Ac. Sc.*, 269, p. 1819-1822.
- 111) GRANDJACQUET Cl. et GLANGEAUD L. (1962). — Structures mégamétriques et évolution de la mer Tyrrhénienne et des zones pérityrrhéniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 760-773.
- 112) HAST N. (1969). — The state of stress in the upper part of the earth's crust. *Tectonophysics*, 8, p. 169-211.
- 113) HOSPERS J. et ANDEL I. VAN (1969). — Palaeomagnetism and tectonics, a review. *Earth-Science Reviews*, 5, p. 5-44.
- 114) ILLIES J.H. (1969). — An intercontinental belt of the world rift system. *Tectonophysics*, 8, 1, p. 5-29.
- 115) JACOBACCI A. (1962). — Evolution de la fosse miopliocène de l'Apennin apulo-campanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 691-694.
- 116) JACOBACCI A. (1965). — Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. *Boll. Serv. geol. Ital.*, 86, p. 65-85.
- 117) JAUZEIN A. (1962). — Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale. Les confins de la Dorsale tunisienne. *Ann. Mines et Géologie, Tunis*, n° 22, (Thèse, Paris, 1962).
- 118) JAUZEIN A. et ROUVIER H. (1965). — Sur les formations allochtones de Kroumirie (Tunisie septentrionale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 36-38.
- 119) KIEKEN M. (1962). — Les traits essentiels de la géologie algérienne. Livre P. Fallot, *Mém. h-sér. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 545-614.
- 120) KIEKEN M. (1970). — Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban (Département d'Alger, Algérie). *Thèse Sc.*, Paris
- 121) LAVAL F. (1965 a). — Nouvelles données sur les flyschs crétacés kabyles (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, 260, p. 6151-6153.
- 122) LAVAL F. (1965 b). — Les formations gréseuses nummulitiques dans le Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, 260, p. 6412-6414.
- 123) LAVAL F. (1965 c). — Relations structurales et paléogéographiques entre les Babors et les flyschs kabyles au NE de la Grande Kabylie (Algérie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 214-216.
- 124) LAVAL F. (1970). — A propos des formations du Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, 270, p. 2624-2626.
- 125) LEIKINE M. (1966). — Remarques sur les flyschs des abords occidentaux de Bejaia (Bougie, Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, 262, p. 13-16.
- 126) LEIKINE M. (1968). — Traits principaux de la tectonique post-nappe dans les Babors occidentaux (région de Bougie, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 213-217.
- 127) LEIKINE M. (1969). — Présence de Trias résédimenté dans les sédiments crétacés des Babors occidentaux (région de Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 69-74.
- 128) LEIKINE M. et JEHL G. (1968). — Les minéraux argileux des formations secondaires du massif des Babors occidentaux (Algérie). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 4, p. 253-284.

- 129) LEIKINE M. et MAGNÉ J. (1966). — Existence d'une discordance anté-cénomaniennne dans les Babors, Algérie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, p. 159-160.
- 130) LIMANOWSKI M. (1909). — Sur la tectonique des monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **5**, **45**, n° 165, p. 1-64.
- 131) LIMANOWSKI M. (1913). — Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Ac. Sc. Cracovie, Cl. Sc. math. et nat.*, Sér. A, p. 370-385.
- 132) LUGEON M. et ARGAND E. (1906 a). — Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile. *C.R. Ac. Sc.*, **142**, p. 966-968.
- 133) LUGEON M. et ARGAND E. (1906 b). — Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile. *Ibid.*, **142**, p. 1001-1003.
- 134) LUGEON M. et ARGAND E. (1906 c). — La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. *Ibid.*, **142**, p. 1107-1109.
- 135) MAGNÉ J. et RAULT M.D. (1969). — L'âge de la mise en place des nappes dans le Hodna au S du Djebel Maadid (feuille de M'Sila, Algérie) d'après les microfaunes miocènes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 321.
- 136) MAGNÉ J. et RAYMOND D. (1969). — Découverte et signification chronologique d'un Oligocène et d'un Miocène marneux « anté-nappe » dans la région de Dellys, Grande Kabylie (Algérie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **5**, p. 142-143.
- 137) MANFREDINI M. (1965). — Sui rapporti fra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro meridionale. *Boll. Serv. geol. Ital.*, **86**, p. 87-112.
- 138) MASCLE G. (1966 a). — Découverte d'une série mésozoïque à l'état de klippe sédimentaires au Nord de Prizzi (Sicile centro-occidentale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 334.
- 139) MASCLE G. (1966 b) — Sur un charriage du Numidien externe dans la zone de Corleone-Prizzi (Sicile centro-occidentale). *Ibid.*, p. 361-362.
- 140) MASCLE G. (1967). — Remarques stratigraphiques et structurales sur la région de Palazzo-Adriano (Monts Sicani, Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IX**, p. 104-110.
- 141) MASCLE G. (1968). — Structure et morphologie de la région de Montevago (Sicile occidentale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **X**, p. 653-657.
- 142) MASCLE G. (1970). — Geological sketch of Western Sicily. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 231-243.
- 143) MATTAUER M. (1961). — Sur l'allure du sillon eugéosynclinal d'Afrique du Nord. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 32-33.
- 144) MATTAUER M. (1963). — Le style tectonique des chaînes telliennes et rifaines. *Geol. Rundsch.*, Bd. 53, H. 1, p. 296-313.
- 145) MEDI E. et MORELLI C. (1952). — Rilievo gravimetrico della Sicilia. *Ann. geofis.*, p. 209-245.
- 146) MERLA G. (1952). — Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. géol. ital.*, **70**, p. 93-382.
- 147) MIGLIORINI C. (1948). — I cunei composti nell'Orogenesi. *Boll. Soc. geol. ital.*, **67**, p. 29-142.
- 148) MONTANARI L. (1966). — Geologia dei monti di Trabia (Sicilia). *Riv. Min. Sic.*, **17**, (97-99), 41 p.
- 149) MOTTA S. (1957). — Appunti preliminari sui rilevamenti geologici effettuati in Sicilia durante il 1956 nella zona dei Monti Sicani del Foglio 267 (Canicatti). *Boll. Serv. geol. Ital.*, **79**, (1-2), p. 439-450.
- 150) NARDI R. (1965). — Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il Monte Cusna e il Monte Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino. *Bol. Soc. geol. ital.*, **84**, **5**, p. 35-92.
- 151) NEUMANN M. et VILA J.M. (1967). — Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **9**, p. 401-409.
- 152) OBERT D. (1970). — L'extrémité nord-orientale de la chaîne bordière des Babors. Le Djebel Taounart. *Bull. Soc. Hist. Nat. Alger*.
- 153) OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Rev. Min. Siciliana*, **11**, (64-65), p. 183-212.
- 154) OGNIBEN L. (1962). — Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile. Livre P. Fallot. *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*, **2**, p. 203-216.
- 155) OGNIBEN L. (1969). — Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. geol. ital.*, **VIII**, p. 453-763.
- 156) OGNIBEN L. (1970). — Paleotectonic history of Sicily. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 133-143.
- 157) PANNEKOEK A.J. (1969). — Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the Oligocene: a review. *Geol. Mijnb.*, **26**, p. 53-77.
- 158) PASSERINI P. et PIRINI C. (1965). — Stratigrafia del Mesozoico e dell'Eocene della « serie toscana » nella zona di Manciano e Montemerano (Grosseto). *Boll. Soc. geol. ital.*, **84**, **3**, p. 331-354.
- 159) PIERI M. (1966). — Tentativo di ricostruzione paleogeografica strutturale dell'Italia centro-meridionale. *Geol. Romana*, **5**, p. 407-424.
- 160) QUITZOW H.W. (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Abhandl. Gesellsch. Wissensch., Göttingen, math., phys., Kl. III F.*, **H. 13**, p. 59-179.
- 161) RAULT J.F. (1965). — Stratigraphie et tectonique des Kef Toumiete (Petite Kabylie). *Publ. Serv. géol. Algérie, Bull. n° 33, Trav. des Collab.*, p. 67-88.

- 162) RAOULT J.F. (1968). — Chevauchements d'âge éocène dans la Dorsale du Djebel bou Aded (Est de la chaîne numidique, Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, **266**, p. 861-864.
- 163) RAOULT J.F. (1969 a). — Nouvelles données sur les flyschs au N du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XI**, p. 516-522.
- 164) RAOULT J.F. (1969 b). — Relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XI**, p. 523-543.
- 165) RIGO DE RICHI F. (1956). — Olistostromi neogenici in Sicilia. *Boll. Soc. geol. ital.*, **75**, **3**, p. 185-215.
- 166) RODA C. (1967). — I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Ciro-Cariati (Catanzaro e Cosenza). *Mem. Soc. geol. ital.*, **VI**, **2**, p. 137-149.
- 167) ROEVER W.P. DE (1969). — Genesis of the Western Mediterranean Sea: enigmatic oceanization, disruption of continental crust, or also upheaval above sea-level and later subsidence of oceanic-floor? *Geol. Mijnb.*, **26**, p. 9-11.
- 168) ROMAGNOLI L. (1969). — Osservazioni geologiche e geomorfologiche sull'Aspromonte (Calabria). *Boll. Soc. geol. ital.*, **88**, **1**, p. 245-266.
- 169) RUGGIERI G. (1966 a). — Primi risultati di ricerche sulla tettonica della Sicilia occidentale. *Geol. Romana*, **V**, p. 453-456.
- 170) RUGGIERI G. (1966 b). — Appunti sul Miocene della Sicilia occidentale. *Riv. Min. Sicil.*, an. **XVII**, n° 97-99, p. 1-7.
- 171) SCANDONE P. (1963). — Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'Alta Valle dell'Agri tra Paterno e Marsiconuovo (Lucania). *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **72**, p. 125-131.
- 172) SCARSELLA F. (1951). — Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. *Boll. Serv. geol. Ital.*, **71**, **1**, p. 1947-1949.
- 173) SCARSELLA F. (1957). — I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro meridionale. *Boll. Serv. geol. Ital.*, **75**, **3**, p. 115-137.
- 174) SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962). — Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile. *Rev. Inst. Fr. Petr. et Ann. Comb. liq.*, **XVII**, p. 635-668.
- 175) SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-65). — Litostratigrafia petrolifera della Sicilia. *Riv. Min. Sic.*, **XV** et **XVI**, (88-90) et (91-93), p. 198-217 et 50-71.
- 176) SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. et GIANNINI G. (1960). — La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). *Boll. Serv. geol. Ital.*, **81**, **1**, p. 73-140.
- 177) SCHMIDT DI FRIEDBERG P. et TROVO A. (1962). — Contribution à l'étude structurale du Groupe du Monte Judica (Sicile orientale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, p. 754-759.
- 178) SELLI R. (1962). — Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, **III**, p. 737-789.
- 179) SOLIGNAC M. (1927). — Etude géologique de la Tunisie septentrionale. *Publ. Serv. géol. Tunisie*, **756** p.
- 180) STAUB R. (1932). — Die Stellung Siziliens in mediterranen Gebirgssystem. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich*, **Ed. 77**, p. 159-183.
- 181) TEFIANI M. (1967). — Le flysch crétacé-nummulitique de l'unité du Djebel Zima (Sud-Est algérois). *Publ. Serv. géol. Algérie*, **Bull. 35**, p. 77-80.
- 182) TEFIANI M. (1968). — L'unité des Tamarkennit, nouvel élément de la chaîne calcaire algéroise. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 60-62.
- 183) TEFIANI M. (1969). — Le flysch « schisto-gréseux » nord kabyle de la région de l'Arba (Alger). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. N.*, **60**, 1-2, p. 39-41.
- 184) TEICHMÜLLER R. et QUITZOW H.W. (1935). — Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Beitr. Geol. Westl. Mittelrangebiete, Abhandl. Gesellsch. Wissensch.*, Göttingen, Math.-Phys., **Kl. III**, **F**, **H. 13**, p. 181-186.
- 185) TREVISAN L. (1942). — Problemi relativi all'epirogenesi e all'eustatismo nel Pliocene e Pleistocene della Sicilia. *At. Soc. tosc. Sc. Nat.*, **51**, p. 11-33.
- 186) TREVISAN L. (1955). — Les mouvements tectoniques récents en Sicile. Hypothèses et problèmes. *Geol. Rundsch.*, **Bd. 43**, p. 207-221.
- 187) TREVISAN L. (1962). — Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, p. 675-681.
- 188) TRUILLET R. (1961). — Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts Péloritains, Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **III**, p. 559-567.
- 189) TRUILLET R. (1962). — Détails structuraux de la chaîne calcaire dans les environs de Rocella Valdènone (Monts Péloritains, Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, **254**, p. 2032-2034.
- 190) TRUILLET R. (1963). — Sur le renversement de la série cristalline des Monts Péloritains (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, **257**, p. 1787-1790.
- 191) TRUILLET R. (1968). — Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). *Thèse Sc., Paris*.
- 192) TRUILLET R. (1970). — The geology of the Eastern Peloritani mountains of Sicily. *Geology and history of Sicily, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli*, p. 171-186.
- 193) VECCHIA O. (1954). — Lineamenti geofisici e geologia profonda nella Sicilia ed aree circostanti. *Riv. Geof. appl.*, an. **15**, n° **1**, p. 15-46.
- 194) VECCHIA O. (1956). — La Sicilia e le aree circostanti: lineamenti geofisici e geologia profonda. *Boll. Soc. geol. ital.*, **75**, p. 61-87.

- 195) VILA J.M. (1966). — Sur la présence d'un flysch allochtone, tithonique et néocomien dans la région située entre Bône et Guelma (Est de la Chaîne numidique, Algérie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 232-233.
- 196) VILA J.M. (1969). — Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 544-551.
- 197) VILA J.M., BUSNARDO R., DEVRIÈS A., MAGNÉ J. et SIGAL J. (1968). — Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Djebel bou Sba et étude de son cadre structural (région de Guelma, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 206-212.
- 198) VILA J.M. et MAGNÉ J. (1969). — Le cadre structural du Djebel Debar (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 75-81.
- 199) WENDT J. (1965). — Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 5, p. 285-311.
- 200) WEZEL F.C. (1967). — La sezione tipo del Flysch Numidico: stratigrafia preliminare della parte sottostante al Complesso Panormide (Membro di Portella Colla). *Atti. Acc. Gioenia Sc. Nat.*, 18, p. 71-92.
- 201) WEZEL F.C. (1968). — Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, VII, p. 417-439.
- 202) WEZEL F.C. (1970). — Geologia del flysch numidico della Sicilia nord-orientale. *Mem. Soc. geol. ital.*, 9, 2, p. 225-280.



Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques

par (*)

J. BOURGOIS (**), R. BOURROUILH (**), P. CHAUVE (***), J. DIDON (****), M. DURAND-DELGA (**), E. FOURCADE (**), A. FOUCAULT (**), J. PAQUET (****), Y. PEYRE (*****), et Y. RANGHEARD (***)

I. — PRESENTATION DES DIFFERENTES COMMUNICATIONS DANS LE CADRE DE LA CHAINE (*)

L'orogène alpin des Cordillères bétiques s'étend des Iles Baléares au NE à la région de Cadix au SW dans le Midi de l'Espagne. Depuis la synthèse de P. Fallot (67), plusieurs équipes (**) se sont attachées à une étude de plus grand détail des ensembles tectoniques alors définis.

Une récente mise au point synthétique sur les zones internes (partie orientale de la chaîne, du méridien d'Almeria à la côte orientale) a été réalisée par C.G. Egeler et O.J. Simon (63).

Les publications présentées à l'occasion du Centenaire de la *Société Géologique du Nord* sont relatives à des zones montrant un intérêt d'ordre paléogéographique et tectonique. Ces communications ne représentant pas un exposé exhaustif des résultats des travaux de l'Equipe Française (**).

(*) Laboratoire associé au C.N.R.S. N° 145 "Géologie de la Méditerranée", Equipe "Méditerranée occidentale" dirigée par M. M. DURAND-DELGA. Cette équipe est en outre formée des géologues suivants, travaillant dans les Cordillères bétiques : J. AZEMA (Département de géologie structurale, Université Paris VI), J. BOULIN (Département de géologie historique, Université Paris VI) jusqu'en 1970, F. FERNEX (Centre National à la Recherche Scientifique), Y. CHAMPETIER (E.N.S.G.P.M., Nancy) et J.P. JACQUIN (Société Peñarroya, Almeria) jusqu'en 1969. Est associé à cette équipe : R. BUSNARDO (Laboratoire de géologie, Université de Lyon).

(**) Département de géologie structurale, Université Paris VI.

(***) Institut des Sciences Naturelles, Université de Besançon.

(****) Département des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille.

(*****) Laboratoire de géologie, Institut National Agronomique, Paris.

nous présenterons brièvement les grandes divisions structurales des Cordillères bétiques ainsi que les différents problèmes qui s'y rattachent. Les faits et interprétations nouvelles évoqués dans cette présentation reviennent donc aux différents membres de cette équipe française.

Les marges les plus externes de l'orogène sont différentes à l'E et à l'W.

A l'E, l'autochtone ou PREBETIQUE, est représenté par une série essentiellement néritique, voire continentale. Entre Albacete et Murcie (Note de E. Fourcade), le Prébétique le plus externe montre des séries souvent incomplètes proches de celles constituant la couverture de la Meseta ; vers le S, c'est-à-dire en direction du Subbétique, les séries prébétiques deviennent progressivement marines et plus complètes. Sur le plan tectonique, la partie septentrionale du Prébétique ou BÉTIBERIQUE, effectuée par ses directions N-S et NNE-SSW, la transition entre la chaîne ibérique au N et les cordillères bétiques au S. La partie

(*) Présentation rédigée par J. DIDON et J. PAQUET.

(**) Equipes espagnoles de l'Université de Grenade et de l'Institut geologico y minero de España ; équipe hollandaise de l'Université d'Amsterdam ; équipe française du Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 145 "Géologie de la Méditerranée" ; équipe allemande de l'Université de Bonn.

(***) Le groupe de la Méditerranée occidentale est dirigé par M. DURAND-DELGA et constitué des géologues suivants : AZEMA, BOURGOIS, BOULIN jusqu'en 1970, BOURROUILH, CHAUVE, DIDON, FOUCAULT, FOURCADE, FERNEX jusqu'en 1969, CHAMPETIER, JACQUIN, PAQUET, PEYRE, RANGHEARD et BUSNARDO sont associés à cette équipe.

méridionale du Prébétique est caractérisée par des chevauchements de faible amplitude, des extrusions ainsi que par des diapirs de Trias. Les orientations structurales sont conformes à celles des zones paléogéographiques.

Dans la partie centro-orientale des Cordillères, un diapirisme éocrétacé (77) préfigure les déformations et les déplacements récents.

L'évolution du Prébétique vers le domaine subbétique est progressive. Au front de la nappe subbétique, se placent des UNITES INTERMÉDIAIRES (75, 76, 26, 102, 103), lien indiscutable entre Prébétique et Subbétique. Rappelons à ce sujet que, pour tenter de résoudre le problème de l'absence de couverture secondaire et tertiaire des nappes internes alpujarrides, certains auteurs (62, 106, 115) ont associé le Subbétique à la notion de couverture décollée des Alpujarrides, niant de ce fait la transition par les unités intermédiaires entre Prébétique et Subbétique.

Au large de la côte orientale, dans les Baléares, l'île d'Ibiza et la Sierra Nord de Majorque se relient au Prébétique méridional ou interne défini sur le continent (note de Y. Rangheard). De même, Minorque et les Sierras de Levante se rattachent à un domaine externe et non interne de type malagais (note de R. Bourrouilh).

Au niveau de la marge occidentale de l'orogène, le Prébétique défini à l'E n'est pas représenté. Au N des nappes, se développe, en effet, le BASSIN DU GUADALQUIVIR formé d'épaisses séries du Miocène inférieur au Pliocène. Ce bassin joue un rôle déterminant dans l'évolution tectonique des Cordillères. D'importants olistostromes, issus de la marge charriée de l'orogène, viennent en effet s'y sédimenter au cours du Miocène (107).

Dans la Province de Cadix, P. Chauve (33) voit du N vers le S : le bassin du Guadalquivir, fait de Miocène inférieur et moyen, passer à un ensemble méridional complexe, fait en particulier

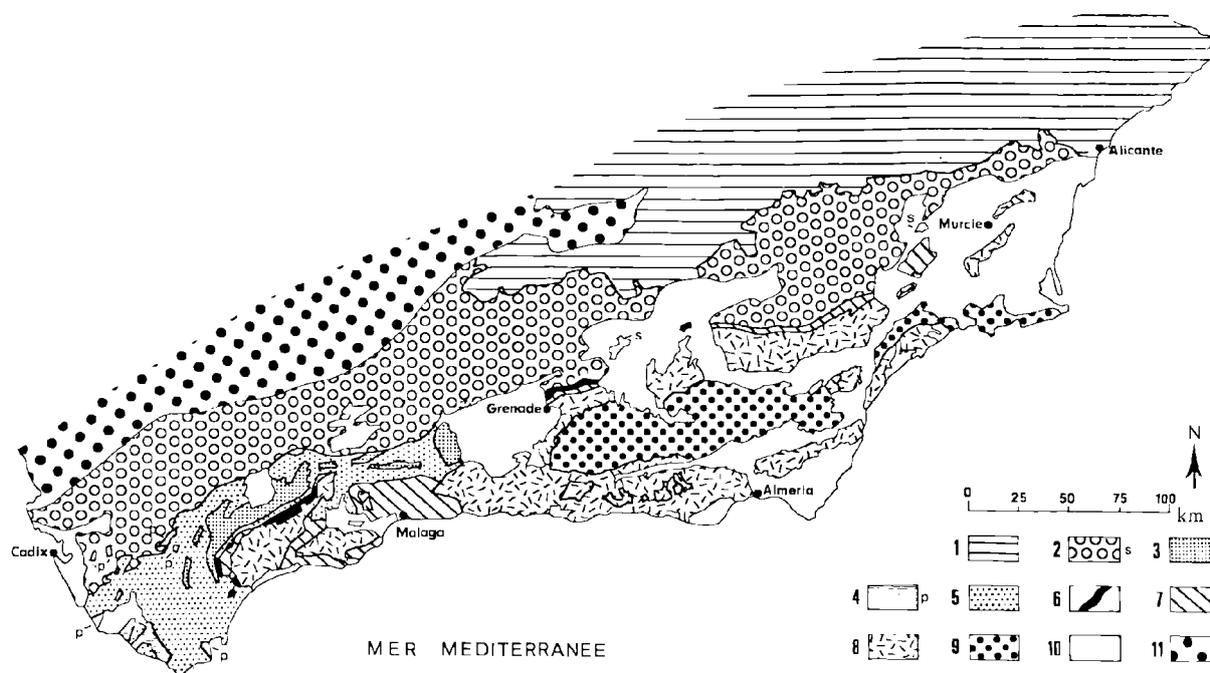


FIG. 1. — Schéma structural des Cordillères bétiques

1 : Prébétique. — 2 : Subbétique s. st. — 3 : Zone de Ronda-Torcal (= Pénibétique *auct.*). — 4 : Unités de Paterna, del Algarrobo et d'Almarchal. — 5 : Flyschs : Unités allochtones à matériel flysch d'âge crétacé inférieur à oligo-miocène, y compris la Zone de Boyar-Alazores, et flysch oligo-miocènes transgressifs sur les zones internes. — 6 : Dorsale bétique. — 7 : Malaguides. — 8 : Alpujarrides. — 9 : Névado-Filabrides. — 10 : Bassins néogènes post-tectoniques. — 11 : Bassin néogène du Guadalquivir.

de séries calcaires au Jurassique et attribuables au SUBBÉTIQUE et de séries pélagiques essentiellement crétacées ou unité del Algarrobo.

Les "unités intermédiaires" s'enfoncent tectoniquement sous le SUBBÉTIQUE, domaine paléogéographique complexe en position externe dans l'orogène.

Les différents auteurs (voir tableau A) s'accordent pour définir un SUBBÉTIQUE EXTERNE ou septentrional dont la série jurassique est essentiellement calcaire et peu épaisse. Quant aux domaines plus méridionaux, de nettes oppositions subsistent dans la terminologie employée. Ces contradictions sont consignées dans un essai de corrélation. Selon l'un de nous (104), s'intercale entre Subbétique externe ou septentrional (au sens admis par tous les auteurs) et le Subbétique méridional (103, 108) ou interne (104) [équivalent du Subbétique médian de V. Garcia-Dueñas (81)], le Subbétique médian, transition paléogéographique au Jurassique sous forme d'un talus entre plateforme septentrionale et sillon méridional.

Il s'avère donc qu'une harmonisation s'impose sur ce plan de la nomenclature des zones isopiques subbétiques.

Sur le plan tectonique, il semble que la superposition de l'ensemble subbétique sur le Prébétique s'effectue vers le milieu du Miocène (après l'apparition des premières Orbulines et avant leur explosion). Néanmoins, J.M. Fontbote et V. Garcia-Dueñas (74) avancent un âge antésénionien pour une première mise en place d'unités subbétiques.

Dans la région de Ronda, M. Blumenthal a distingué le Subbétique proprement dit et le PENIBÉTIQUE externe et médian qui n'est, tout compte fait, qu'une variation méridionale du Subbétique; Subbétique et Pénibétique s'affronteraient selon un "Double pli gaditan" de part et d'autre du célèbre "Corridor" de Boyar (8). Le Pénibétique externe-médian [= zone de Ronda (60) = zone de Ronda-Torcal (36)] est une entité bien définie (voir note de J. Bourgois et al.); par contre, les études en cours montrent que le "Subbétique" situé au NW du "Corridor de Boyar" est plus complexe qu'il ne le paraissait et qu'une partie au moins de celui-ci proviendrait de la marge méridionale de la zone de Ronda-Torcal (note de J. Bourgois, P. Chauve et Y. Peyre); ce point de vue est à rapprocher de celui émis par P. Hoppe (88, 91) selon lequel le Subbétique, en totalité, serait d'origine "ultra-pénibétique".

Région de JAEN	DUSNARDO (26)	Complexe subbétique frontal (dont le Subbétique calcaire)		Subbétique marneux	
Transversale d'ANTEQUERA	PEYRE (108)	Subbétique nord		Subbétique méridional	
Transversale de CALASPARRA	PAQUET (102)	Subbétique nord		Subbétique sud	
Transversale de GRENADE	GARCIA-DUEÑAS (82, 82 bis)	Subbétique externe		Subbétique médian	Subbétique interne avec sédimentation calcaire analogue à celle du Subbétique externe
Transversale de CALASPARRA	PAQUET (104)	Subbétique externe	Subbétique médian	Subbétique interne	
		Sédimentation calcaire réduite de plateforme avec couches noduleuses rouges à Ammonites de l'Oxfordien au Tithonique	Sédimentation calcaire et argileuse de talus avec radiolarites et série rythmique calcaire grano-classée et argileuse (Dogger-Malm?); pillow-lawas au niveau de l'Aalénien	Sédimentation marneuse de sillon avec marnes du Toarcien au Tithonique; pillow-lawas au sommet de l'Aalénien	

TABLEAU A. — Essai de corrélation entre les différents ensembles subbétiques

Au SE du Pénibétique (zone de Ronda-Torcal), se place un vaste domaine paléogéographique, le **DOMAINE DES FLYSCHS**. La zone de Boyar-Alazores (note de J. Bourgois, P. Chauve et Y. Peyre) assure le lien, au Jurassique et au Crétacé inférieur, avec le Pénibétique. Plus au SE, la zone des "Flyschs anciens" (note de J. Bourgois, P. Chauve, J. Didon et Y. Peyre) voit s'instaurer au Crétacé inférieur une sédimentation de type flysch ; cette zone montre au cours du Jurassique, des liens indéniables avec les éléments les plus externes de la "Dorsale". Au cours de l'évolution ultérieure du Domaine médian, la sédimentation de type flysch s'étend à tout ce domaine (Eocène) et prend une ampleur considérable à l'Oligocène pour finalement déborder sur les domaines voisins à l'Oligo-Miocène. L'évolution tectonique du Domaine des Flyschs, complexe, reste encore en grande partie à débrouiller. Elle conduit finalement à son écrasement complet, à la fin de l'Oligo-Miocène, entre les domaines subbétiques externes et les domaines internes, le matériel ayant été éjecté pour venir en recouvrement le plus souvent sur les zones externes, ou parfois sur les zones internes (49).

Au S du domaine des flyschs, se développe la **DORSALE BÉTIQUE**. A l'image des Dorsales rifaine et kabyle, la Dorsale bétique (54) se place à la limite des zones internes et externes entre unités à matériel flysch au N (ou le Subbétique lorsque celles-ci ne sont pas représentées) et Malaguides au S.

Sur une série calcaro-dolomitique épaisse du Trias supérieur-Lias inférieur repose une série peu épaisse du Malm à l'Eocène moyen, calcaro-marneuse, pauvre en éléments détritiques. Elle se présente en écaillés très serrées et souvent en position tectonique complexe.

A l'E de Grenade (Note de A. Foucault et J. Paquet), on trouve la Dorsale bétique au N de la Sierra Nevada (Sierra Arana) et au N de la Sierra de los Filabres (Jabalón). Dans ces deux régions, il n'a pas été mis en évidence à ce jour d'unités à flyschs anciens. Il semble que l'on passerait du N vers le S du domaine subbétique au domaine malaguide par l'intermédiaire de la Dorsale bétique. Deux phases tectoniques ont mis en place cette Dorsale. Une première phase à la fin de l'Eocène moyen aurait structuré les zones internes, Malaguides comprises. Une seconde phase récente, au cours du Miocène, aurait cisailé au moins sur leur marge externe les ensembles internes, bouseu-

lant la Dorsale bétique vers le N sur les unités plus externes.

A l'W de Grenade (Note de J. Didon et M. Durand-Delga), la Dorsale bétique, représentée par les "Rondaïdes" et la zone de Benadalid (= Pénibétique interne de M. Blumenthal), est formée de deux zones sur la marge externe des Malaguides et au NW sur la marge interne des flyschs. La superposition de deux phases tangentielles se retrouve : l'une, ancienne, correspondant à la structuration des zones internes, et l'autre, ultérieure, correspondant au cisaillement de la Dorsale et des éléments internes.

Au S de la Dorsale bétique, se développent les **ZONES INTERNES** proprement dites, à matériel ancien. Ployées en une vaste coupole au Miocène terminal, elles forment un édifice de nappes mis en place vraisemblablement lors d'une phase nummulitique ancienne.

De haut en bas, tectoniquement, et du N vers le S, on distingue :

1) Les **MALAGUIDES** (53), formées d'unités déplacées du N vers le S par sous-charriage probable des nappes plus profondes vers le N. La série paléozoïque des Malaguides est schisteuse, non métamorphique et recouverte par des séries permienne, mésozoïque et éocène réduites.

Au niveau de la marge externe des Malaguides, dans l'E des Cordillères bétiques, diverses unités sont recouvertes en transgression par l'Eocène supérieur (103).

Dans la partie orientale de l'orogène, un sillon post-nappe formé de termes allant de l'Eocène supérieur au Burdigalien, cicatrise le contact Internides (Malaguides) et Externides (Subbétique) (note de J. Paquet).

2) Les **ALPUJARRIDES**, comportant une sole de Cristallophyllien surmontée de Trias épimétamorphique.

3) Les **NEVADO-FILABRIDES**, formées d'une épaisse série de schistes épimétamorphiques, présumés anciens, et d'une couverture, supposée triasique, complexe fait de micaschistes, de roches amphibolitiques, de cipolins et de quartzites.

Notons enfin que l'Ecole Hollandaise d'Amsterdam (63) a introduit récemment la notion d'unités de Ballabona - Cucharon, transition entre Alpujarrides et Nevado-Filabrides.

CHAÎNES BÉTIQUE ET RIFAINE.

Le Rif est l'élément le plus occidental des Chaînes du Maghreb. Il possède en plan une forme arquée très nette ; de direction E-W près de la frontière algéro-marocaine, il prend une direction nettement S-N pour s'arrêter brutalement sur les rives du Déroit de Gibraltar. Sur les rives N du Déroit, les Cordillères bétiques, de direction générale NE-SW, prennent une direction sensiblement N-S. Ainsi, Cordillères bétiques et Rif donnent l'impression d'appartenir à une seule chaîne orographique interrompue seulement par le Déroit de Gibraltar.

A-t-on véritablement affaire à un seul orogène arqué au niveau de Gibraltar, ou à deux orogènes distincts venant à s'affronter au niveau du Déroit ? Les deux opinions ont été défendues à différentes époques. Notre propos n'est pas de faire un examen critique de ce délicat problème, mais de souligner les points communs aux deux chaînes bétique et rifaine, et leurs différences.

Les grandes zones paléogéographiques et les unités tectoniques reconnues dans les zones internes du Rif sont, en tous points, comparables à celles reconnues dans les zones internes bétiques, en particulier celles reconnues à l'W du Rio Guadalhorce, tant dans leur contenu lithostratigraphique que leur position structurale. C'est ainsi que "Dorsales" bétique et rifaine sont équivalentes, de même que Malaguides (53) et Ghomarides (56). Quant aux Sebtides (56), elles sont également équivalentes à une partie des unités des Cordillères bétiques

occidentales attribuées aux Alpujarrides (Unité de Casares, péridotites et séries cristallophylliennes associées), l'équivalent probable de l'Unité de la Sierra Blanca (88) n'étant pas connu au Maroc. Zones internes bétiques et rifaines sont donc identiques, à quelques différences mineures près.

La même identité se retrouve dans l'ensemble des unités du Domaine des Flyschs. De ce point de vue, les grandes unités de la zone marno-schisteuse du Rif [du Tisirhen, des Beni-Ider, numidienne (57, 58)] se poursuivent par celle du Campo de Gibraltar [de Nogales, d'Algesiras, de l'Aljibe (44, 45)].

Le même parallélisme ne peut être poursuivi en ce qui concerne les domaines plus externes. Si l'unité de Tanger [Rif (55)] se retrouve (?) en territoire espagnol dans les unités d'Almarchal (46) et del Algarrobo (32), on ne connaît, en Espagne, aucun équivalent des autres unités intrarifaines et de la zone prériefaine. De même les zones subbétiques (*s. l.*) ne se retrouvent pas en territoire marocain.

De cet examen rapide, il ressort que les édifices bétiques et rifains possèdent les mêmes grandes zones paléogéographiques et les mêmes ensembles structuraux. Les deux chaînes appartiennent incontestablement à un seul orogène arqué selon la courbure de Gibraltar et dont la continuité est inscrite, non seulement dans les grands ensembles structuraux, mais également dans les grandes zones paléogéographiques depuis le Trias. Seules échappent à cette règle les zones les plus externes.

II. — LE PREBETIQUE DE LA REGION DE HELLIN-VILLENA

par Eric FOURCADE

1) Introduction

La Meseta ibérique, constituée de Paléozoïque plissé aux temps hercyniens, est bordée au NE par une Chaîne dirigée NW-SE connue sous le nom de Chaîne ibérique et au SE par la Cordillère bétique. Ces deux chaînes s'affrontent entre Almansa et Cullera. Le Paléozoïque de la Meseta ibérique est surmonté sur sa bordure SE par des séries argilo-gréseuses de teinte rouge du Trias, sur lesquelles viennent les dolomies du Lias puis le Miocène transgressif. Ces séries mésozoïques et cénozoïques, pratiquement horizontales, constituent la couverture tabulaire de la Meseta qui est faiblement chevauchée

au SE par le Prébétique qui, avec le Subbétique, constituent les zones externes de la Cordillère bétique.

Le terme de Prébétique fut introduit en 1927 par M. Blumenthal (6) pour caractériser les terrains qui, dans la région de Jaen, apparaissent sous la Nappe Subbétique. En 1943, P. Fallot (67) élargit la notion de Prébétique en l'appliquant à la région qui s'étend de Cazorla à l'W au Cabo de la Nao à l'E, c'est-à-dire surtout à la frange de terrain qui se trouve en avant ou au-dessous du Subbétique et dont les caractères stratigraphiques essentiels correspondent pour lui à des dépôts néri-

tiques ou continentaux qui les opposent à ceux pélagiques et bathyaux du Subbétique. Ce terme de Prébétique est synonyme et a antériorité, comme l'a fait remarquer P. Fallot, sur celui de Bétibérique, proposé par R. Staub (115) en 1934 et qui, de plus, n'a guère été employé. Ce dernier terme doit donc être abandonné.

En 1960, R. Busnardo (26) montre que le Prébétique de la région type (Jaen) présente des " faciès profonds et des sédimentations marines continues et que la notion de Prébétique est essentiellement structurale "... Le Prébétique correspondrait alors à tous les terrains sédimentaires plissés, écaillés et décollés au niveau du Keuper et qui sont situés au-devant ou au-dessous de la Nappe Subbétique. Ce domaine Prébétique serait limité, pour nous, vers le NW par une ou plusieurs failles inverses qui constitueraient en quelque sorte le front du Prébétique au-delà duquel s'étendrait la couverture autochtone subhorizontale de la Meseta ibérique.

Ce Prébétique ainsi défini présente, au-dessus d'un Trias à faciès germanique, du Jurassique (4), du Crétacé et du Tertiaire dont les faciès sont très variés dans le temps et l'espace. C'est ainsi que, dans les zones les plus externes, les séries sont généralement incomplètes et analogues à celles de la couverture tabulaire de la Meseta. Mais, en allant vers le SE, on voit apparaître des termes nouveaux, les séries néritiques à intercalation saumâtres ou continentales avec des lacunes stratigraphiques importantes passent progressivement à des formations entièrement marines. Ces dernières, qui se caractérisent au Crétacé inférieur, par exemple par la prolifération d'Orbitolinidés et de Rudistes, évoluent dans les zones internes du Prébétique vers des séries pélagiques qui annoncent celles qui se déposent au SE dans le sillon subbétique.

La région qui va être étudiée (fig. 2) est située dans le N du domaine prébétique dans des secteurs relativement externes, c'est-à-dire là où les faciès sont dans leur ensemble néritiques et continentaux et à proximité immédiate de la Chaîne ibérique. Après avoir donné un bref aperçu de la stratigraphie de la région située aux confins des Chaînes ibériques et du Prébétique, entre le Rio Jucar au N et le Rio Mundo au SW, nous essaierons de dégager les grands traits structuraux du Prébétique septentrional de Isso à l'W, à Villena à l'E.

2) Esquisse stratigraphique

Nous évoquerons rapidement les séries stratigraphiques qui ont été décrites en détail par ailleurs (80). Les terrains les plus anciens à l'affleurement appartiennent au Trias, dont les argiles à gypse du Keuper forment de nombreux diapirs. Le Lias (visible sur environ 150 m d'épaisseur), dolomitique à la base, renferme dans sa partie moyenne, des marnes vertes ou rouges à lentilles de gypse et dans sa partie supérieure, des calcaires oolithiques à Entroques. Au-dessus, on distingue des dolomies massives (200 à 400 m) où le Dogger est probablement largement représenté, et qui se terminent par une croûte limonitique qui peut être liée à un arrêt de sédimentation au cours du Callovien et de l'Oxfordien inférieur.

Le Malm débute par des calcaires noduleux à Spongiaires et nombreuses Ammonites [dont *Divisosphinctes bifurcatus* (QUENST.), *Epipeltoceras*

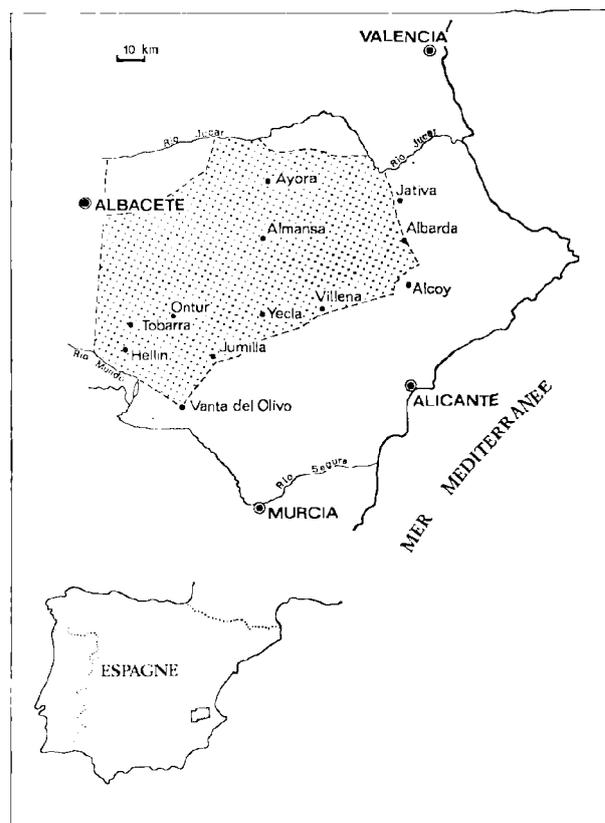


FIG. 2. — Localisation de la région étudiée.

bimammatum (D'ORB.), etc...]. Sur cet Oxfordien supérieur, qui atteint environ 25 m d'épaisseur, le Kimméridgien est généralement bien développé (300 m environ). Il est représenté de bas en haut par la succession suivante :

a) marnes vertes à Ammonites pyriteuses ou calcaires à *Sutneria platynota* REIN et *Ataxioceras* sp., *Laevaptychus* et Bélemnites ;

b) alternances de calcaires cryptocristallins et de marnes avec encore des *Ataxioceras* ;

c) calcaires oolithiques, graveleux et à oncolithes parfois totalement dolomités à nombreux Foraminifères [*Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), *A. powersi* (REDMOND), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Kurnubia palastiniensis* HENSON] et à *Clypeina jurassica* FAVRE ;

d) calcaires graveleux ou oolithiques à *Everticyclamina virguliana* (KOECHLIN) et de nombreux Ostracodes, dont *Cytherella suprajurassica* FERTL.

De l'E vers l'W, c'est-à-dire en allant vers la Meseta, il y a un passage progressif à des formations de plus en plus riches en quartz détritiques, avec parfois des horizons à Charophytes et Ostracodes lagunaires ; on constate également vers l'W une réduction des épaisseurs des séries du Kimméridgien et une disparition des termes les plus récents.

Au cours du Portlandien (fig. 3), la majeure partie du territoire est émergée, la mer ne s'étend plus que sur la frange SE de notre région de Jumilla à la Sierra Mariola ; frange où cet étage correspond soit à des calcaires graveleux avec parfois des galets de quartzite, soit à des calcaires en dalles à *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Macroporella embergeri* BURROLEC et DELOFFRE.

Le Crétacé inférieur débute par des couches à "Natica" *leviathan* PICT. et CAMP., dans lesquelles A. Foucault a découvert des Calpionelles du Berriasien (communication orale dont je le remercie). Au-dessus, viennent des calcaires à *Pfenderina neocomiensis* PFENDER, *Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA et *Trocholina alpina* (LEUPOLD), puis des marno-calcaires et des grès à Polypiers, antérieurement rapportés à tort au Portlandien (28), et qui supportent des marno-calcaires à très nombreuses Ammonites du Valanginien supérieur-Barrémien.

Plus à l'W, le Kimméridgien est surmonté directement par des argiles rouges ou vertes et des sables à Ostracodes lagunaires (*Cypridea*) et Charophytes (*Atopochara trivolvris* PECK, etc...). Ces

séries, qui ont souvent été qualifiées de "wealdien", correspondent à peu près au Barrémien. Au-dessus, viennent des calcaires à Orbitolinidés qui ont pu être bien datés grâce à ces Foraminifères (79). Ces faciès à Orbitolinidés et Rudistes, qui débutent au Barrémien supérieur, se poursuivent au cours de l'Aptien et jusqu'à la fin de l'Albien à l'E. Mais, en allant vers l'W, ces formations passent latéralement à des calcaires, marnes et grès à Lamellibranches, puis à des séries continentales constituées de sables blancs, de grès et de marnes versicolores qui sont analogues aux classiques "couches d'Utrillas" de la région de Teruel.

Le Crétacé supérieur, qui peut atteindre 400 m, comprend à sa base un terme dolomitique que nous attribuons hypothétiquement au "Cénomano-Turonien", puis des calcaires à "cailloux noirs", parfois bréchiques avec, au sommet *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS et *Lacazina elongata* MUNIER-CHALMAS du Santonien. Au-dessus, mais seulement dans les zones sud-orientales, on trouve des calcaires campaniens à *Murciella cuvillieri* FOURCADE, *Cuvillierinella salentina* PAPPET et al., *Cuneolina conica* HENSON, puis des grès à *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Clypeorbis mamillata* LAMARCK, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) du Maestrichtien. Ce dernier ensemble passe latéralement vers le NW à des calcaires et marnes vertes à Charophytes et Ostracodes.

L'Eocène inférieur est représenté par des marnes à gypse, des conglomérats, des calcaires à silex avec *Microcodium* et Charophytes (*Lagynophora*) ; viennent enfin en complète discordance, des marnes à *Orbulinas universa*, *Globorotalia menardii*, *Gl. scitula* (détermination J. Magné) et des calcaires molassiques à Algues du Miocène supérieur.

Il est intéressant de constater que le maximum d'épaisseur des séries se situe dans les zones les plus internes. Ce phénomène est lié d'une part à une sédimentation plus importante dans les zones les plus internes, d'autre part aux mouvements qui, à partir du Kimméridgien inférieur, ont provoqué l'émergence des régions les plus proches de la Meseta.

Lors des mouvements de transgression ou au début des régressions, les lignes de rivages ou de changement de faciès dirigées à peu près N-S, au N de Hellin, s'infléchissent perpendiculairement au S de cette ville pour prendre une direction W-E ou WSW-ENE. Par contre, lors des maxima de régression, notamment à la fin du Malm, au

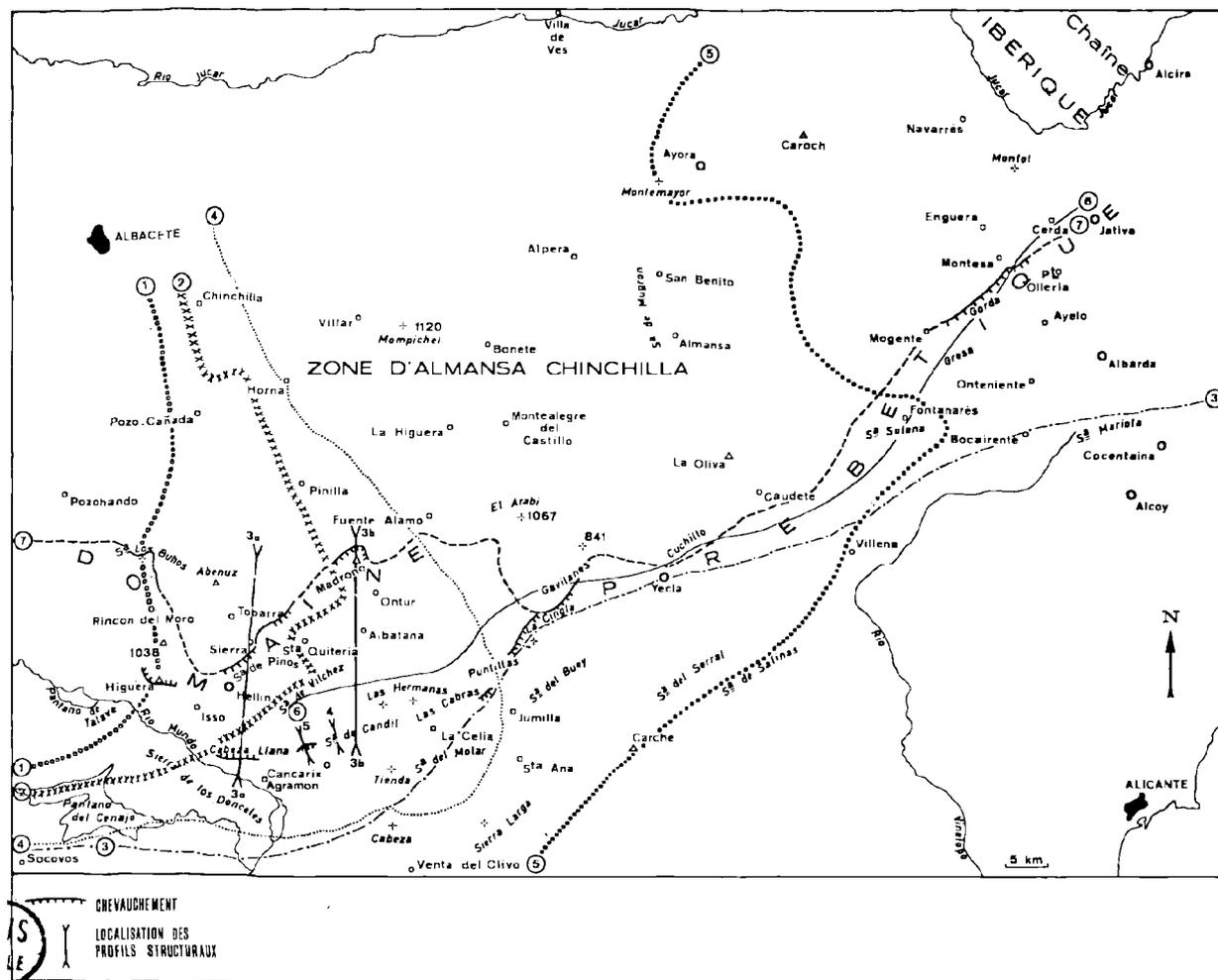


FIG. 3. — Schéma paléogéographique ; limite d'extension de la mer vers l'W.
 1 : début du Kimméridgien. — 2 : fin du Kimméridgien. — 3 : Portlandien. — 4 : Aptien. — 5 : Albien supérieur. — 6 : Maestrichtien. — 7 : Limite septentrionale du domaine prébétique.

début du Néocomien et au Maestrichtien, la mer ne se trouve plus, par suite de son retrait vers le sillon subbétique, que sur la frange méridionale de notre territoire, où les lignes de rivages sont dirigées SW-NE.

3) Esquisse structurale

Nous évoquerons surtout ici, la structure du secteur que nous avons cartographié à l'échelle du 50 000^e et qui est couverte par les feuilles de Hellin, Ontur, Yecla, Isso et Jumilla. Dans le NW de ce domaine, les sierras étroites et allongées, constituées surtout par les Dolomies du Dogger, sont séparées par des hautes plaines où affleurent

souvent les marnes blanches du Miocène supérieur. Ces hautes plaines sont souvent aussi comblées par des alluvions récentes. Vers le SE en revanche, les montagnes sont plus rapprochées et constituées de formations d'âge varié, allant du Dogger au Crétacé supérieur et parfois de calcaires molassiques à Algues du Miocène supérieur. Nous avons distingué dans ce domaine trois régions dont nous donnons brièvement les principaux caractères structuraux.

a) LA RÉGION OCCIDENTALE OU ZONE DES ÉCAILLES (fig. 4, localisation : fig. 3, 4 a).

Cette région, située à l'W du méridien d'Agramon, montre, près de Hellin, une virgation géné-

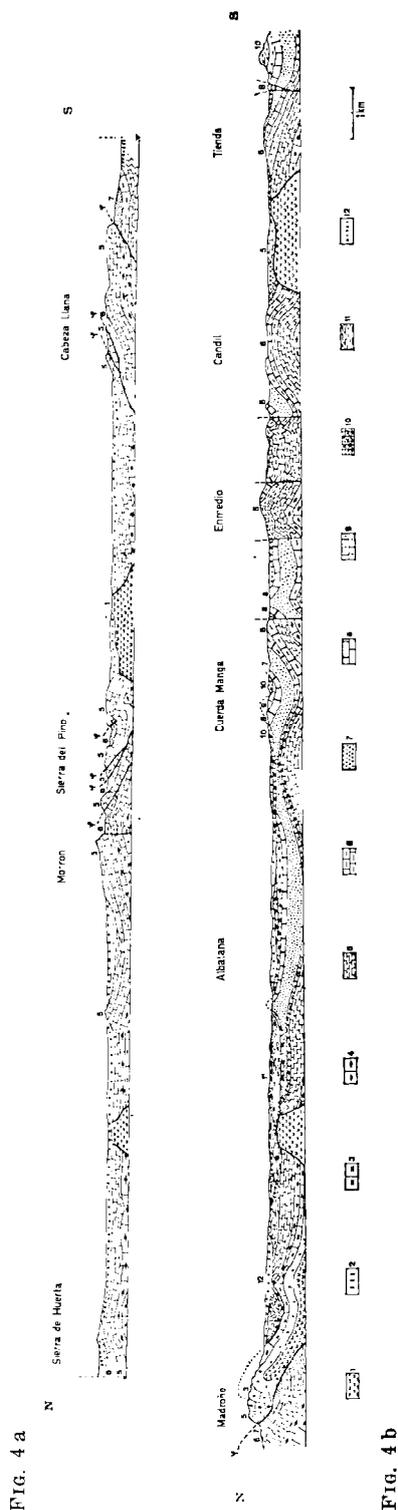


FIG. 4. — Profils structuraux (localisation sur fig. 3).

1 : Keuper. — 2 : Lias « inférieur ». — 3 : Lias « moyen ». — 4 : Lias « supérieur ». — 5 : Dogger. — 6 : Malm. — 7 : Crétacé inférieur. — 8 : Cénomano-Turonien. — 9 : Sénomien. — 10 et 11 : Miocène supérieur. — 12 : alluvions.

rale des structures : là en effet, ces dernières sont dirigées selon trois directions principales. A l'W et au S de cette ville, on distingue surtout des structures dirigées NW-SE, qui, par suite d'une torsion de leur axe, prennent une direction vers le N ou le NNE au N de Hellin et vers l'ENE à l'W de cette ville. Cette virgation est peut-être en relation avec les orientations des lignes paléogéographiques du Jurassique.

Dans cette région, les sierras, constituées surtout par les dolomies du Dogger, sont souvent écaillées et chevauchent vers le S comme à la Higuera, à la Sierra de los Buhos et à la Cabeza Llana, ou vers le N, comme à la Sierra de los Buhos et à la Sierra de los Pinos. Les déplacements horizontaux, de faible amplitude, atteignent l'ordre du kilomètre. Cette zone écaillée est la prolongation orientale du grand arc qui va d'Alcaraz à Hellin et qui a été reconnu dès 1933 par R. Brinkmann (24).

Au N de Hellin, les sierras correspondent à l'axe de plis souvent faillés orientés vers le N ou le NNE. C'est le début d'une région qui se développe plus au N entre Chinchilla et Almansa et qui fait transition entre le domaine prébétique et ibérique.

Dans la région de Hellin, on distingue quelques pointements de Trias diapirique dont les plus importants sont situés près de Isso et au SE de Hellin.

Les calcaires molassiques et les marnes blanches à *Orbulines* du Miocène supérieur, reposent en discordance sur le Jurassique et le Crétacé et ne sont pas affectés par les écaillages qu'ils surmontent en discordance. Toutefois, ce Miocène supérieur est également plissé et montre en outre une discordance angulaire intra-Miocène supérieur que R. Brinkmann (24) situait à tort entre Burdigalien et Helvétien. Cette discordance est bien visible près de Minateda.

b) RÉGION CENTRALE (fig. 4 b).

Cette région s'étend à l'E de la zone des écaillages, du méridien d'Agramon à celui de Jumilla; les structures sont dans leur ensemble dirigées SW-NE et plus rarement WSW-ENE. On y distingue, au S, une zone très fortement plissée et qui est affectée de nombreuses failles sub-verticales. Des chevauchements ont pu être mis en évidence au N de Cancarix (fig. 6), ainsi que des phénomènes d'extrusions (fig. 5) à la Sierra du Candil,

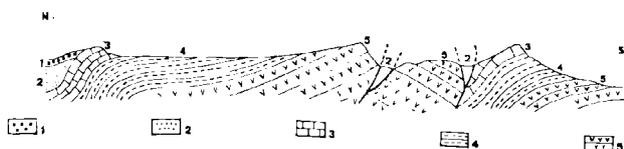


FIG. 5. — Profils structuraux (localisation sur fig. 3).
1: Alluvions. — 2: Crétacé inférieur. — 3 et 4: Malm.
— 5: Dogger.
(1 cm = 300 m.)

où les dolomies massives du Dogger percent à l'emporte-pièce leur couverture plastique de Malm et de Crétacé inférieur. Des diapirs triasiques sont aussi présentes dans le S de cette zone, entre Cancarix et Jumilla. Là, dans cette zone faillée jalonnée de diapirs alignés SW-NE, on remarque aussi des venues volcaniques récentes post-Miocène de Jumillite. C'est une roche vitreuse de teinte noire faisant partie du groupe des vérites (69).

Au N de cette région montagneuse, dont les reliefs sont constitués surtout de Malm et de Crétacé, s'étend la grande plaine miocène d'Ontur-Albatana. Sur la bordure nord de cette zone à valeur synclinale, on retrouve, près d'Ontur, de nombreux pointements de Keuper diapirique; au N desquels se dressent l'anticlinal jurassique de la Sierra Parda et la Sierra del Madroño. Cette dernière est constituée dans sa partie occidentale, par du Lias et du Dogger ployés en anticlinal déversé et chevauchant sur près de 2 km vers le N les sables et les marnes du Crétacé inférieur.

Dans cette région centrale, le Miocène supérieur est discordant et oblitère de nombreuses failles. Toutefois, il est également plissé et on distingue également ici, dans les calcaires molassiques à Algues, une discordance angulaire comme dans la région de Hellin.

c) RÉGION ORIENTALE.

Cette région s'étend du méridien de Jumilla au Trias de Villena à l'E et permet de suivre vers l'E les plis généralement faillés de la zone centrale qui sont ici aussi dirigés SW-NE. Le S

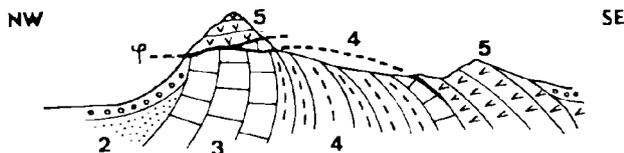


FIG. 6. — Même légende que fig. 5.

de cette région orientale est fortement plissé et faillé, avec des chevauchements vers le NW à la Sierra de la Cingla. Au N de la Cingla et des Gavilanes, s'étend une zone moins plissée, affectée de fractures verticales. L'alignement de Trias diapirique de Cancarix-Jumilla se prolonge également ici entre la Sierra de la Cingla et del Buey en direction de Yecla.

Dans cette région orientale, le Miocène supérieur, quoique plissé, est fortement discordant, comme dans les régions précédentes. Toutefois, il semble qu'ici le chevauchement de la Cingla, dont l'âge est antérieur au dépôt des séries du Miocène supérieur, a rejoué, amenant ainsi localement le chevauchement du Tortonien à Orbulines par le Crétacé supérieur.

4) Conclusions.

Ainsi le Prébétique de Hellin, Jumilla, Yecla s'insère entre l'arc écaillé d'Alcaraz-Hellin à l'W et les grands plis coiffés de style jurassien de Villena-Onteniente à l'E. Vers le N, dans la région d'Almansa, Fuente-Alamo, Chinchilla, Pinnilla où prédominent des directions N-S ou NNE-SSW, s'étend un pays moins fortement plissé et faillé qui fait transition du point de vue structural entre la Chaîne ibérique et le domaine prébétique. Vers le SE (dans un secteur actuellement étudié par J. Azéma), au-delà de la route Venta del Olivo-Villena, le Prébétique se prolonge; on le voit s'enfoncer vers le S sous la nappe subbétique.

Le Prébétique de Hellin, Jumilla, Yecla présente les caractères suivants, que nous rappellerons brièvement :

Série d'épaisseur moyenne qui ne dépasse guère 2000 m pour le Jurassique et le Crétacé dans les régions sud-orientales. Série à faciès néritiques avec des épisodes saumâtres et continentaux, et nombreuses lacunes stratigraphiques. Ecailles dirigées vers le N et vers le S dans la région de Hellin, alors que plus à l'E s'étend une région fortement plissée avec des chevauchements et des extrusions. Présence d'une importante virgation des structures. Influence des zones paléogéographiques du Jurassique et du Crétacé sur les orientations structurales tertiaires. Pointements de nombreux diapirs.

DIFFÉRENTES PHASES TECTONIQUES.

Il est difficile, d'après nos observations, de préciser l'âge des phases majeures ayant affecté

cette région (lacune stratigraphique entre l'Eocène inférieur et le Miocène). Nous émettons l'hypothèse que ces mouvements se sont peut-être produits vers le Burdigalien ou au début du Miocène supérieur. Par la suite, après la montée du Keuper diapirique le long des fractures, cette région est à nouveau plissée au cours du Miocène supérieur, comme l'indiquent les discordances intra-Miocène supérieur. C'est à ce moment que s'effectuent certains déversements vers le S dont celui de la Sierra de las Cabras, près de Jumilla, et le rejet du chevauchement de la Cingla vers le N. Enfin, cette région sera portée à plus de 600 m d'altitude lors du soulèvement général de l'Espagne.

Dans le Prébétique de Hellin-Villena, le socle n'affleure pas, il est séparé de sa couverture jurassique et crétacée par d'importantes masses d'argiles à évaporites du Keuper, qui ont favorisé un décollement général de la couverture qui a été plissée

et écaillée au Miocène au cours de plusieurs phases tectoniques.

Ce Prébétique de Hellin-Villena, dont les faciès du Malm et du Crétacé sont très comparables à ceux de la Chaîne ibérique, est limité au NW par les chevauchements de la Cingla, du Madroño et par la zone écaillée de Hellin qui le sépare de la zone d'Almansa-Chinchilla et du domaine ibérique. Ces contacts anormaux se prolongent vers le SW dans l'arc écaillé de Hellin-Alcaraz(*) pour atteindre la région de Beas de Segura (96), où des contacts anormaux limitent vers le NW le domaine prébétique de la couverture autochtone et tabulaire de la Meseta. Nous considérons que cette ligne de contacts anormaux, qui peut être suivie de Beas de Segura au SW à Yecla au NE, en passant par la zone d'Alcaraz-Peñas de San Pedro, constitue en quelque sorte le front du domaine prébétique.

III. — TECTONIQUE D'IBIZA ET DE LA SIERRA DE MAJORQUE

par Y. RANGHEARD

Sommaire. — De cet exposé, il découle que l'île d'Ibiza et la Sierra Nord de Majorque représentent la continuation vers le NE du Prébétique interne des Cordillères Bétiques.

1) Introduction

L'archipel baléaire — comportant les Iles de Majorque, accompagnées de Cabrera, de Minorque, d'Ibiza et de Formentera — émerge de la Méditerranée occidentale dans le prolongement NE des Cordillères bétiques (fig. 7).

Ibiza (572 km²) s'étend sur 41 km de long et 21 km de large. Son relief est formé par de nombreuses collines, culminant à 475 m d'altitude, généralement groupées en chaînons orientés SW-NE. D'abruptes falaises se dressent sur la côte NW.

A Formentera (83 km²), une région centrale, basse, étroite, relie deux promontoires dont le plus élevé atteint 192 m d'altitude.

Majorque a une superficie de 3 500 km². Sa côte septentrionale est bordée sur toute la longueur (90 km) et sur une largeur de 14 à 18 km par une chaîne de montagnes, la Sierra Nord, à chaînons parallèles d'orientation SW-NE, culminant à 1 450 m d'altitude. De hautes et abruptes falaises s'élèvent en bordure du rivage.

La Sierra Nord — ou Sierra Norte — est séparée des Sierras de Levante, qui forment l'E et le NE de Majorque par, du N au S : le bassin d'Alcudia, les petits massifs de Maria de la Salud, Sincu, Montuiri et Randa, et par le bassin de Palma. Le point culminant de cette zone est le Puig de Randa (543 m), illustré par la retraite qu'y fit le célèbre humaniste majorquin Raymond Llull (XIII^e siècle).

Les Sierras de Levante se développent à l'E de la baie de Palma jusqu'au détroit de Minorque, en croissant d'altitude. Elles culminent au bord E de la baie d'Alcudia, à 561 m (Morey). Ce sont des chaînons successifs, séparés par des dépressions. L'île de Cabrera prolonge au S les Sierras de Levante.

(*) La région d'Alcaraz est actuellement étudiée par F. Pendas, L. Linares et T. Rodriguez qui ont trouvé dans ce secteur de très nombreuses écaillés.

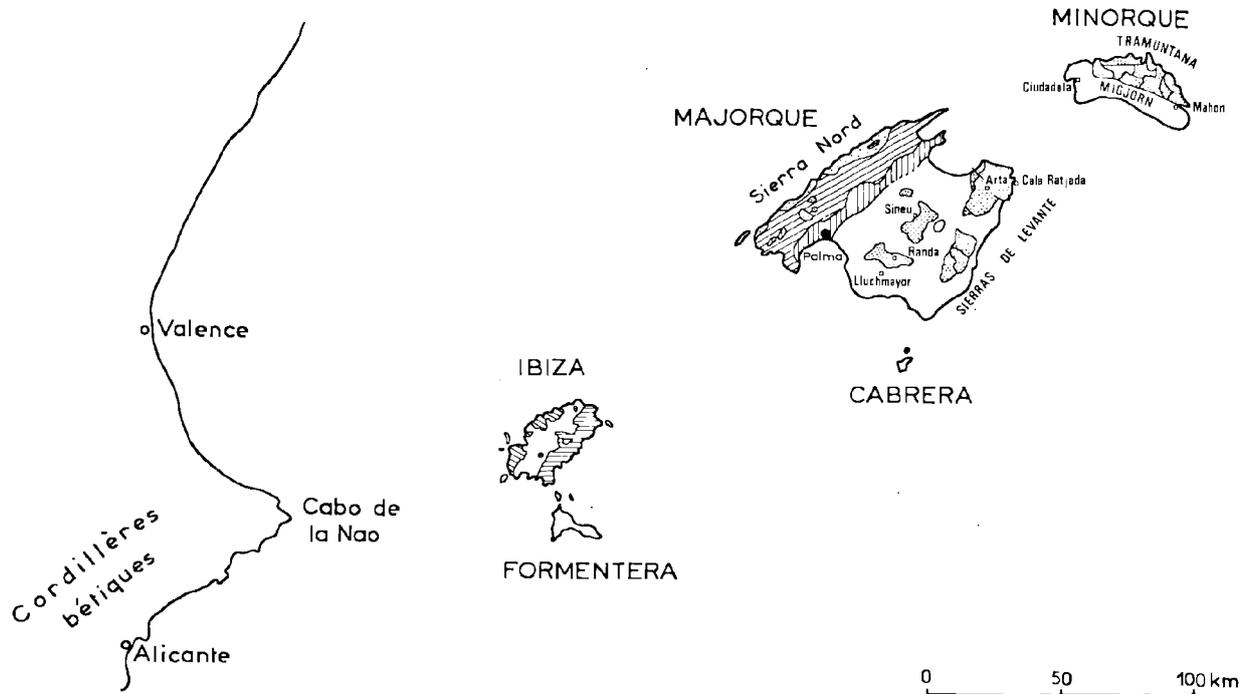


FIG. 7. — Situation géographique des îles Baléares

A 38 km dans le NE des Sierras de Levante, se place Minorque, île unique par bien des aspects. Longue de plus de 40 km, large de 12 à 15, elle est allongée NW-SE et a la forme d'un rectangle déformé sur ses plus grands côtés. Le Monte Toro en est le point culminant, avec un peu plus de 350 m. Tout autour, les reliefs arrondis de Paléozoïque, sombres au soleil, sont tranchés par le rouge du Trias inférieur. L'île se divise en deux parties bien différentes : au N le pays de "Tramuntana", constitué de terrains anciens ; au S, le "Migjorn", plateau apparemment tranquille de Miocène...

2) Le régime des plis et des imbrications dans la partie nord-occidentale des Baléares (Ibiza et Sierra Nord de Majorque)

a) IBIZA.

Les principales données stratigraphiques sont consignées dans le tableau B.

Je rappellerai qu'au Tithonique et au Crétacé inférieur s'individualisent trois domaines de sédimentation contigus, à passage latéral rapide du NW au SE, de faciès néritiques à des faciès "pélagiques", mais terrigènes (112). Ce sont les séries

d'Eubarea, de San José et d'Ibiza (fig. 8). Il est vraisemblable qu'au NW de l'île d'Ibiza s'étendait une vaste plate-forme comportant des dépôts carbonatés prédominants (série d'Eubarea) ; cette plate-forme était limitée vers le SE par une zone de rapide flexure (série de San José), où les faciès s'indenteraient avec ceux d'un sillon (?) plus méridional (série d'Ibiza), de profondeur notable, mais ne méritant pas le qualificatif de "géosynclinal". La bordure interne de ce sillon (?) reste inconnue à Ibiza.

Il convient de rappeler également qu'une lacune s'observe après la sédimentation du Crétacé supérieur : le Nummulitique n'est pas connu à Ibiza, qui devait être alors entièrement émergée.

Les formations du Miocène inférieur et de la base du Miocène moyen (14) sont transgressives et discordantes sur les terrains mésozoïques, ce qui implique l'existence d'une *phase tectonique* (peut-être multiple) *post-sénonienne et anté-burdigalienne* ayant donné naissance à des *plis à grand rayon de courbure*. Ce plissement préliminaire a été suivi d'une érosion précédant la transgression du Miocène inférieur et moyen (basal).

La tectonique majeure intervient ensuite, affectant l'ensemble des terrains compris entre le Mus-

		IBIZA			MAJORQUE			
		Série d'Eubarca	Série de San José	Série d'Ibiza	Série I (Unité I)	Série II (Unité II)	Série III (Unité III)	
QUATERNAIRE		Quaternaire marin : conglomérats tyrrhéniens (Tyrrhénien I, II, III, avec couches à Strombes) et dunes, marès, croutes calcaires			Quaternaire continental : limons calcifiés,			
TERTIAIRE	Pliocène	Inconnu			Inconnu			
	Miocène	Tortonien	Calcarénites			Inconnu	Calcaires Molasses	
		Helvétien	Marnes et calcaires argileux (Hibaxal)			Inconnu	Conglomérats continentaux	
		Burdigalien	Poudingues, microbrèches, marnes et calcaires argileux			Conglomérats, microbrèches, grès, calcaires détritiques, marnes		
		Aquitainien				Lignites (Aquitainien ou Burdigalien)		
		Oligocène	Inconnu			Inconnu	Conglomérats (d'origine contin.) avec lits à Charophytes (fin Stampien et Aquitainien) Calcaires à Nummulites (Sannoisien) Calcaires et marne-calcaires lacustres (Ludien-Stampien)	
	Eocène	Inconnu			Inconnu	Inconnu		
CRÉTACÉ	Turonien et Sénonien	Calcaires compacts à <i>Globotruncana</i>		Inconnu	Inconnu	Calcaires à <i>Globotruncana</i>		
	Cénomanién	Marnes à Lamellibr. et Echin.			Inconnu	Faunes abiennoises néritiques à littorales (Lamellibranches, Brachiopodes) Marnes micacées et calcaires argileux à Ammonites		
	Albien	Marnes à Orbitolines	Marnes sableuses, micacées,					
	Aptien	Calcaires compacts à <i>Orbitolinidae</i> et à <i>Rudistes</i> (faciès urgonien) et dolomies associées	et calcaires argileux à Céphalopodes pyrileux					
	Barrémien							
	Hauterivién	Calcarénites						
	Valanginién	à Trachalines, Algues, Calpionelles						
	Berriasien		Marnes à Ammonites et calcaires argileux à Calpionelles					
Tithonique	et dolomies associées			Calcaires argileux et fausses-brèches à Ammonites, Calpionelles				
JURASSIQUE	Malm	Calcaires compacts, en doles, gris bleu (kimmérien sup.) fausses-brèches à Ammonites (Oxfordien sup.) et calcaires noduleux			Inconnu	Calcaires compacts, parfois noduleux		
	Dogger	?			Inconnu	Calcaires argileux et marnes à Ammonites, Brachiopodes, Lamellibranches, Posidonomyes, avec niveaux à silex et fausses-brèches		
		supérieur	Dolomies et			Inconnu	Marnes et calcaires argileux à Brachiopodes, Ammonites, avec niveaux à silex	
	LIAS	moyen	Calcaires dolomitiques gris, en bancs ou massifs			Grès calcaireux Marnes et calcaires argileux à Brachiopodes et rares Ammonites		Inconnu
		inférieur	Calcaires dolomitiques en plaquettes (Rhétien probable)			Calcaires massifs, épais, gris-clair Dolomies et calcaires dolomitiques gris-foncé Calcaires dolomitiques en plaquettes		
TRIAS	Keuper	Marnes bariolées, gypsifères, avec roches éruptives intensément striées et congueules						
	Muschelkalk	Calcaires compacts, noirâtres, vermiculés, et dolomies ou calcaires dolomitiques						
	Werrfénien	Inconnu			grès bigarrés	Inconnu		
PALÉOZOÏQUE		Inconnu			Inconnu			

TABLEAU B. — Principales données stratigraphiques de l'île d'Ibiza et de la Sierra Nord de Majorque

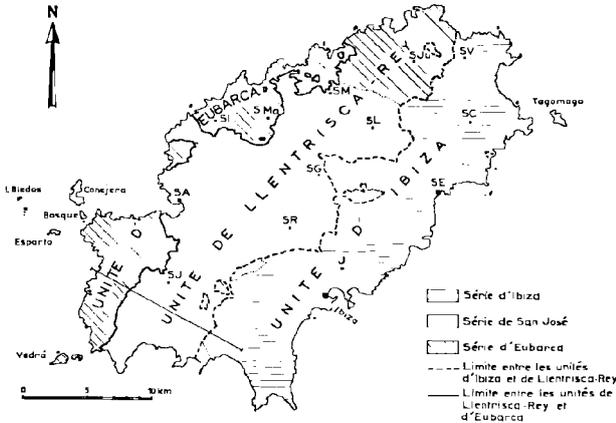


FIG. 8. — Schéma structural de l'île d'Ibiza.

J : Jesus. — SA : San Antonio. — SC : San Carlos. — SE : Santa Eulalia. — SG : Santa Gertrudis ; — SI : Santa Inès. — SJ : San José. — SJu : San Juan. — SL : San Lorenzo. — SM : San Miguel. — SMA : San Mateo. — SR : San Rafael. — SV : San Vicente.

Sur ce schéma est indiquée la coupe représentée par la figure 4.

chelkalk et la base du Miocène moyen. Il s'agit d'une tectonique tangentielle, responsable de plis couchés vers le NW et d'imbrications et provoquant la superposition de trois unités structurales se chevauchant du SE vers le NW. Ce sont, de la plus basse à la plus élevée, les unités d'Eubarca, de Llentrisca-Rey et d'Ibiza (112) (fig. 8).

Les cisaillements ont accompagné ou suivi cette phase ployante. Tous les plis s'orientent en direction SW-NE et leurs flancs pendent généralement de 20 à 40° vers le SE. Les unités structurales sont fréquemment jalonnées par du Trias marnosalifère, et l'on observe souvent la superposition anormale du Trias d'un élément tectonique sur du Miocène inférieur ou moyen basal de l'élément qui lui est immédiatement sous-jacent. L'allure plane des surfaces de chevauchement explique la présence de klipptes et de fenêtres qui ont permis d'évaluer entre 5 et 7 km l'amplitude minimale des grands chevauchements. De la sorte, le rétrécissement est de 100 % ; mais il ne s'agit pas de vrais "charriages", de type subbétique. Les accidents, généralement calqués sur la paléogéographie du Crétacé inférieur, sont parfois légèrement obliques sur celle-ci.

L'unité d'Eubarca ne renferme que des terrains de la série d'Eubarca.

L'unité de Llentrisca-Rey comporte des terrains se rapportant principalement à la série de San José, mais aussi à la série d'Eubarca.

La prédominance des formations carbonatées dans ces deux unités explique la rareté des plis couchés et la fréquence des imbrications à base triasique et à sommet miocène, se chevauchant sur 1 à 2 km. L'amplitude minimale du chevauchement de l'unité de Llentrisca-Rey sur celle d'Eubarca atteint 5 km.

L'unité d'Ibiza comporte surtout des terrains de la série d'Ibiza, mais aussi des terrains de la série de San José. Le matériel stratigraphique plus souple a favorisé dans cette unité la constitution de grands plis couchés vers le NW. Les flancs inverses de ces plis sont fréquemment étirés, laminés, et parfois chevauchés par les matériaux rigides de ces mêmes flancs inverses ou des flancs normaux qui les surmontent. Les plis étant plats, il est difficile de préciser l'emplacement des charnières anticlinales et synclinales primitives. C'est par les éléments de plis couchés que s'effectue le chevauchement des terrains de l'unité d'Ibiza sur ceux de l'unité de Llentrisca-Rey. Les variations latérales de faciès entre les séries d'Ibiza et de San José devaient se situer au niveau des charnières des plis. L'amplitude du chevauchement de l'unité de Llentrisca-Rey par celle d'Ibiza dépasse 7 km ; mais dans l'unité d'Ibiza, les éléments chevauchants des plis couchés élémentaires ont pu se déplacer de 2 à 4 km.

Une coupe effectuée dans la région SW d'Ibiza (fig. 9) indique la disposition des trois unités et de leurs assises constitutives.

La phase des contractions paroxysmales se situe après la base du Miocène moyen et avant le Tortonien. Il s'agirait vraisemblablement de la phase d'âge miocène supérieur, bien connue dans la zone externe des Cordillères bétiques.

Une importante phase d'érosion suit la tectonique majeure, et l'on note la sédimentation, sur une pénéplaine, de calcarénites tortoniennes. Ces dépôts post-orogéniques devaient former une dalle continue rattachant Ibiza à la masse surbaissée de Formentera. Puis survient une phase cassante (fractures de direction WSW-ENE et WNW-ESE), post-tortonienne, aboutissant à la remontée de l'essentiel de l'île d'Ibiza par rapport à l'actuel cadre marin.

b) SIERRA NORD DE MAJORQUE.

La Sierra Nord est constituée par le chevauchement du SE vers le NW de trois unités, reconnues par P. Fallot (64, 65) (fig. 10). Ce sont :

— La série I, la plus basse, bordant le littoral septentrional.

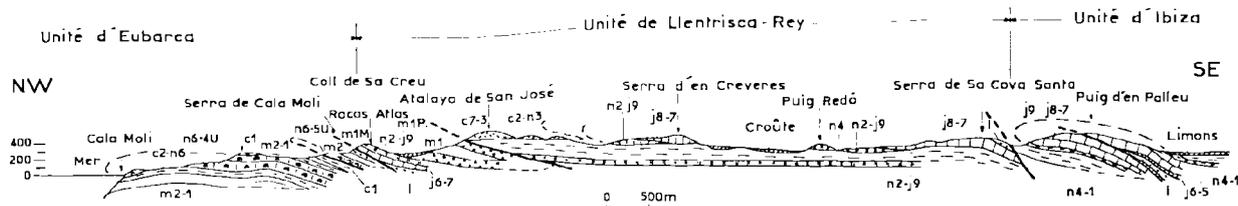


FIG. 9. — Coupe du Sud-Ouest de l'île d'Ibiza

m2 : marnes de la base du Miocène moyen. — m1, m1M, m1P : marnes, microbrèches et poudingues du Miocène inférieur. — C7-3 : calcaires compacts du Turonien et du Sénonien. — c2 : marnes et calcaires argileux céno-maniens. — c1 et n : marnes et calcaires argileux du Crétacé inférieur (c1 : Albien; n6-5 : Aptien; n4 : Barrémien; n3 : Hauterivien; n2 : Valanginien; n1 : Berriasien). — n6-5 U : calcaires aptiens, à faciès urgonien (série d'Eubarca). — n4 U : calcaires barrémiens, à faciès urgonien (série d'Eubarca). — n2-j9 : calcaires tithoniques-valanginiens (série de San José). — j9 : calcaires argileux et marnes tithoniques. — j8-7 : calcaires en dalles du Kimméridgien s.l. — j6-5 : calcaires noduleux et fausses brèches de l'Oxfordien s.l. supérieur. — 1 : dolomies du Lias-Dogger.

— La série II, médiane, constituant la masse des montagnes les plus hautes et les plus étendues de la chaîne.

— La série III, formant les contreforts méridionaux de la chaîne.

Le tableau B renferme l'essentiel des données stratigraphiques (38, 65).

Le Trias, ici, est complet, et présente, comme à Ibiza, des assises de Keuper relativement peu épaisses.

Je signale qu'au Lias inférieur (et non au Trias, contrairement aux vues classiques) doivent être

rapportés des calcaires dolomitiques en plaquettes et des dolomies et calcaires dolomitiques gris-foncé.

Les sédiments revêtent dans les trois séries des faciès similaires : calcaires massifs et dolomies gris-clair, formant l'essentiel du Lias inférieur, calcaires argileux et marnes à Ammonites du Lias moyen et supérieur et du Dogger, calcaires argileux et noduleux du Malm (?), calcaires argileux et fausses-brèches à Ammonites du Tithonique. Au Crétacé inférieur, la sédimentation est essentiellement argileuse. Je ne pense pas qu'on puisse reconnaître, dans la Sierra Nord, des domaines paléogéographiques aussi nettement différenciés qu'à Ibiza, et il me semble bien que le terme de "série" recouvre ici uniquement le sens d'unité tectonique. Le sillon (?) correspondant à la série d'Ibiza passe probablement dans la Sierra Nord, ainsi que le laissent supputer les ressemblances du Crétacé inférieur (entre la Sierra Nord et la série d'Ibiza). Mais rien n'indique qu'il s'agisse d'un sillon "géosynclinal", contrairement à ce qu'ont signalé les auteurs antérieurs (38, 67).

Le Cénomano-Turonien (38) et le Sénonien (G. Colom, *in litt.*) ont été caractérisés dans la série III.

Après une émergence à l'Eocène, survient la transgression sannoisienne (du S vers le N), puis la transgression burdigalienne. Une période continentale au Chattien supérieur et à l'Aquitainien, est marquée par des apports de galets d'origine continentale.

Les formations oligocènes, puis burdigaliennes, sont discordantes sur les terrains antérieurs. Il en résulte qu'au moins deux phases de plissement se

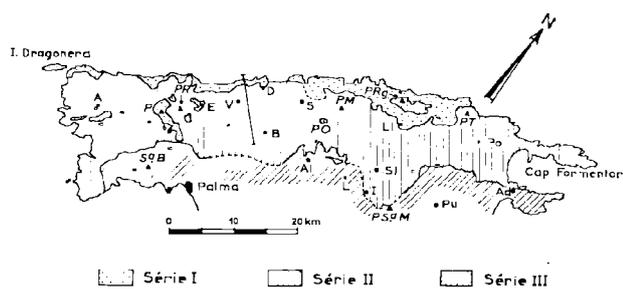


FIG. 10. — Schéma structural de la Sierra Nord de Majorque (d'après P. Fallot, 1922).

Al : Alaró. — Ad : Alcudia. — A : Andraitx. — B : Buñola. — D : Deyá. — E : Esporlas. — I : Inca. — L : Lloseta. — Ll : Lluch. — PM : Puig Mayor. — PO : Puig de l'Ofre. — Po : Pollensa. — P : Puigpuent. — PR : Puig Ram. — PRG : Puig Roig. — PS*M : Puig Santa Magdalena. — Pu : La Puebla. — PT : Puig Ternellas. — Sl : Selva. — S*B : Sierra Burguesa. — S : Soller. — V : Valldemosa.

Sur ce schéma est indiquée la coupe représentée par la figure 5.

sont exercées au Nummulitique (entre le Crétacé supérieur et le Sannoisien, puis entre le Sannoisien et le Burdigalien), et des *plis à grand rayon de courbure se sont alors dessinés*.

Tous les terrains compris entre le Werfénien et le Burdigalien sont impliqués, comme à Ibiza, dans une *tectonique tangentielle* se traduisant par la formation de *plis couchés vers le NW* et surtout d'*imbrications* (fig. 11) appartenant aux trois séries de P. Fallot (fig. 10).

Ià encore, les plis ont une direction SW-NE et pendent dans l'ensemble faiblement vers le SE. Les synclinaux et les anticlinaux sont rares et fortement écrasés, et la majeure partie des plis se sont transformés en *plis-failles*, d'où la rareté des flancs inverses, et l'on passe d'une structure isoclinale à une structure imbriquée. Ceci est dû à la nette prédominance des formations carbonatées (le Lias inférieur calcaire-dolomitique atteint jusqu'à 300 m d'épaisseur). La base des unités structurales est généralement jalonnée par du Keuper ou du Lias inférieur. Les surfaces de chevauchement ont également une allure plane et l'intense érosion qui a suivi la tectonique majeure permet l'observation de klippes et de fenêtres permettant d'évaluer l'amplitude minimale des déplacements tangentiels. La série II est poussée sur la série I sur au moins 12 km ; la série III chevauche la série II de plus de 10 km.

L'âge de la tectonique tangentielle se situe entre le Miocène inférieur et le Miocène supérieur.

Les terrains post-orogéniques sont constitués, au S de la Sierra, par des molasses de l'Helvétien

et du Tortonien, des calcaires tortoniens. Au Miocène supérieur, au Pliocène et au Quaternaire ancien, Ibiza était rattachée à Majorque et à la Péninsule. De grandes failles plio-quaternaires ont provoqué l'insularité des Baléares.

L'île d'Ibiza et la Sierra Nord de Majorque possèdent le même style tectonique tangentiel : plis couchés vers le NW (plus fréquents à Ibiza) et imbrications. Il n'est pas possible d'observer la zone d'enracinement des éléments chevauchants les plus méridionaux : cette zone est effondrée sous les flots de la Méditerranée à Ibiza, recouverte de dépôts quaternaires au pied méridional de la Sierra Nord de Majorque.

Cette tectonique résulte de plis de couverture qui ont pu se former grâce au niveau plastique du Trias.

La phase de contractions paroxysmales est vraisemblablement contemporaine à Ibiza et dans la Sierra Nord et les forces tangentielles s'y sont exercées du SE vers le NW.

Ibiza et la Sierra Nord appartiennent, comme P. Fallot l'a dit (65), au même ensemble orographique et sont tectoniquement homologues, sans qu'il y ait pour autant correspondance entre les trois unités tectoniques d'Ibiza et de la Sierra Nord.

c) CONCLUSIONS. LA PLACE D'IBIZA ET DE LA SIERRA NORD DANS LES CORDILLÈRES BÉTIQUES.

Les séries ibizoises montrent globalement des parentés avec les terrains de la Sierra Nord de Majorque et avec ceux du Prébétique central et méridional de l'E des Cordillères bétiques (d'Alcoy

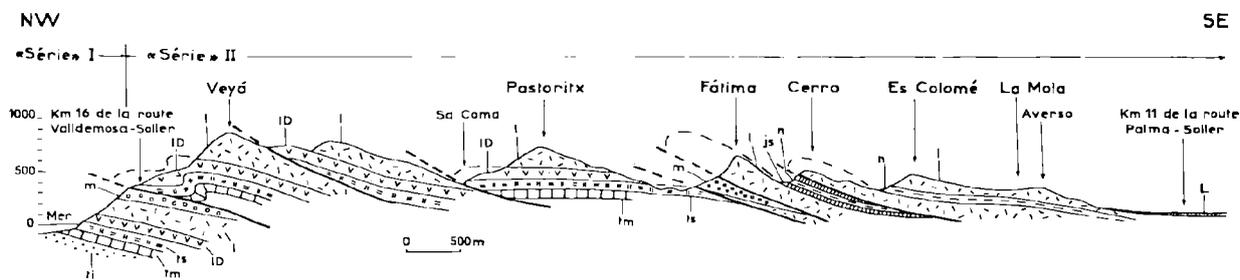


FIG. 11. — Coupe à travers la Sierra Nord de Majorque (région comprise entre Valldemosa et Soller) (Y.R.).

L : Quaternaire (limons à cailloutis anguleux). — m : marnes, calcaires organogènes, microbrèches et poulingues du Miocène inférieur. — n : marnes et calcaires argileux néocomiens. — js : calcaires noduleux et fausses brèches à *Saccocomidae* du Kimméridgien s. l. (?) et du Tithonique. — 1 : calcaires et calcaires dolomitiques massifs, gris-clair, du Lias inférieur. — ID : dolomies et calcaires dolomitiques gris-foncé de la base du Lias. — ts : marnes bariolées et cargneules du Keuper. — tm : calcaires vermiculés, noirâtres, du Muschelkalk. — ti : grès werfénien.

à Gandia), dont on sait que les faciès commencent à annoncer le sillon subbétique.

Ainsi, les séries d'Eubarca et de San José présentent, au Tithonique et au Crétacé inférieur, des affinités avec la série de la Sierra Mariola au Nord d'Alcoy (28, 27). La série d'Ibiza montre des ressemblances avec celle de la Sierra de Fontcalent, à la sortie W d'Alicante (28).

Les séries d'Ibiza et les terrains de la Sierra Nord sont paléogéographiquement intermédiaires entre le Prébétique *s. str.* et le Subbétique *s. str.* La chronologie des mouvements entre également

dans le cadre de l'E des Cordillères bétiques (existence d'une ou de plusieurs phases de plissement post-sénoniennes et anté-burdigaliennes, d'une phase paroxysmale post-burdigalienne et anté-tortonienne, d'une phase cassante post-tortonienne).

Les îles Baléares représentent le prolongement vers le NE du Prébétique interne des Cordillères bétiques, et le sillon subbétique ne passerait pas dans l'aire baléaire. La zone externe de l'orogène bétique se continuerait vers le NE par l'orogène majorquin.

IV. — LE PROBLEME DE MINORQUE ET DES SIERRAS DE LEVANTE DE MAJORQUE

par R. BOURROULH

Si l'on suit l'hypothèse de P. Fallot (65, 67), selon laquelle l'archipel baléaire est la continuation vers le NE des Cordillères bétiques, et donc de leurs unités structurales, *Ibiza*, récemment étudiée par Y. Rangheard (112) et la *Sierra Norte de Majorque*, objet de la thèse de P. Fallot (65) et des travaux de G. Colom, menés à bien depuis 1926, appartiennent sans doute possible aux domaines externes. Il est alors deux régions plus à l'E, les *Sierras de Levante de Majorque* et l'île voisine de *Minorque* qu'il faut placer dans l'édifice bétique, c'est-à-dire situer par rapport à ces domaines externes (fig. 12). C'est ce que P. Fallot a appelé dès 1922 le *problème de Minorque*.

Des trois principales hypothèses qu'il avançait pour le résoudre, P. Fallot (67) considérait que la plus vraisemblable était d'admettre que Minorque et les Sierras de Levante étaient la *réapparition orientale de la Nappe de Malaga*, zone interne des *Cordillères bétiques*. Il pensait que :

1° Le Paléozoïque de Minorque était le même que celui de Malaga.

2° Le Secondaire des Sierras de Levante reposait sur du Paléozoïque minorquin — c'est-à-dire de Malaga — qui avait affleuré dans le centre ou l'est de Majorque au Burdigalien.

3° De ce fait, le Secondaire de Minorque et celui des Sierras de Levante étaient équivalents.

4° Ces deux séries mésozoïques étaient par conséquent analogues au Secondaire péninsulaire de la Nappe de Malaga, tel que celui de la Sierra Espuña.

5° Dans les zones internes de Minorque et des Sierras de Levante, l'âge des plissements majeurs était *anté-burdigalien*, c'est-à-dire plus ancien que dans les zones externes d'Ibiza ou de la Sierra Norte de Majorque, où il était *post-burdigalien*.

Dans la suite de cet article, nous envisagerons chacun de ces points, à la lumière des recherches entreprises pour notre thèse.

I. — LE PALEOZOIQUE DE MINORQUE. UNE COMPARAISON AVEC LE PALEOZOIQUE DE MALAGA

a) MINORQUE.

1. *La série stratigraphique paléozoïque*. C'est une épaisse série sédimentaire, non métamorphique, qui débute à l'extrême base du Dévonien et atteint le Namurien.

— *Le Dévonien*. Il se compose de turbidites (16) et est à faciès dominant. Il débute par le Lochkovien dont la zone E est datée par *Monograptus praehercynicus* JAEGER et *M. cf. hercynicus* (PERNER). Le faciès flysch s'amorce avant le Lochkovien, dans des séries plus pélitiques qui ne sont pas datées, mais qui doivent intéresser le Budnaniens, peut-être le Wenlock. La coupe stratigraphique du *Lochkovien* de la Cala Tirant, publiée dès 1967, permet de mettre en évidence (fig. 13) une *séquence fondamentale du typ Ta-e*, suivant la terminologie de Bouma (11). Il s'agit alors, rappelons-le, d'une turbidite grano-classée qui débute par un grès et se termine par des pélites (séquences 2, 3, 4, etc..., fig. 13). Les séquences Ta-e sont nombreuses, et

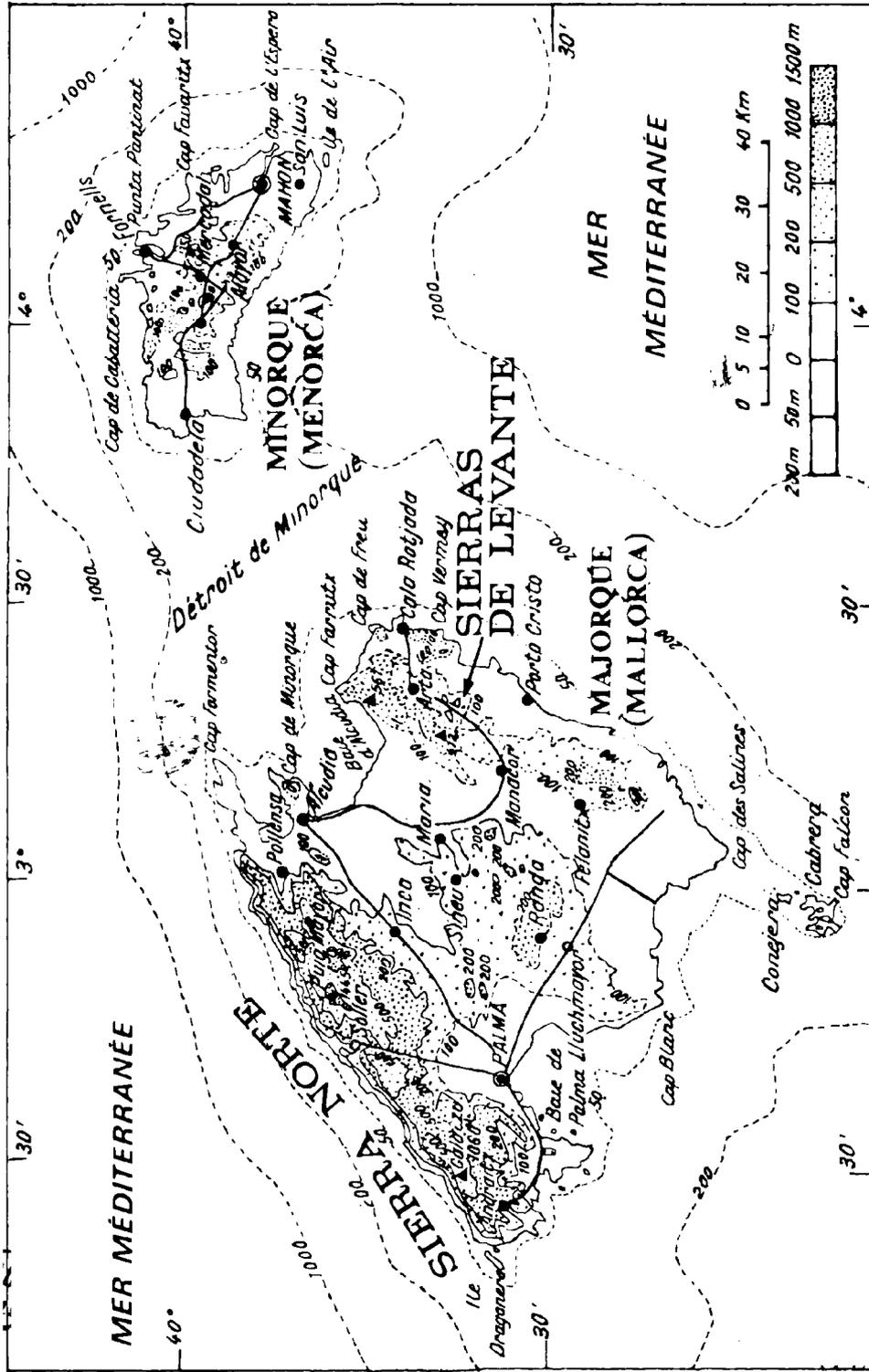


FIG. 12. — La Sierra Norte, les Sierras de Levante de Majorque et Minorque.

voisinent avec des séquences incomplètes ; mais aussi avec des termes particuliers, que j'ai appelés a' et dont nous ne pouvons donner l'étude ici (séquence 6, par exemple). Les figures sédimentaires sont fréquentes, à la base des termes a. Au cours du Praguien-Zlichovien, ce faciès flysch varie: des grès calcaires, puis des calcaires détritiques riches en Conodontes et Tentaculites apparaissent. Ils alternent cependant toujours avec des pélites. Ensuite, dans le reste du Dévonien moyen, puis au Dévonien supérieur, le faciès redevient grésopélimitique. Au Dévonien supérieur, le flysch est marqué par des coulées boueuses, annonciatrices probables de la phase bretonne.

— *Le Carbonifère*. Il débute par une série non ou peu détritique, constituée de radiolarites (noires, vertes, etc...) ou de calcaires non détritiques, de pélites rouges très fines. Puis, soudain, le Carbonifère devient extrêmement détritique du Viséen au Namurien. Les différentes coupes dressées suivant les secteurs montrent que les conditions de sédimentation ont considérablement varié au cours de cette période. Nous en donnons deux exemples. Le premier (fig. 14) est pris au Cap Favaritx, dans l'E de l'île. Il s'agit des niveaux inférieurs de ce Carbonifère détritique. Les pélites sombres, bioturbées (niveaux 1, 3, 5, 7 et 8 pro parte, fig. 14), y acquièrent un grand développement. Les traces de bioturbation sont très nombreuses et, parmi elles, il y a en très grande abondance des *Dictyodora*. Dans les horizons pélimitiques apparaissent des turbidites incomplètes (types Tb-c, b-d) à très belles stratifications convolutées et également quelques bancs calcaires (niveaux 4, 6) très peu épais. L'interruption irrégulière des traces de bioturbation permet d'étudier le rythme de dépôt des pélites et ses modalités. Nous développerons ces études sédimentologiques dans une prochaine publication. Cette sédimentation à dominante pélimitique, est brusquement interrompue par d'énormes bancs de grès (niveaux 9, 10), avec figures de fluage.

Un deuxième exemple de la sédimentation détritique du Carbonifère peut être pris dans les niveaux contenant une faune de Goniatites de la zone R2, à *Reticuloceras*, du Namurien supérieur. Les séquences détritiques y sont plus régulières (fig. 15). A côté de séquences Ta-c, un nouveau terme, calcaire, que j'ai appelé "f", apparaît régulièrement.

L'ensemble des dépôts détritiques carbonifères évoque le Culm. Il y a même ce que J.S. Hollister a appelé en 1934 (90) "des conglomérats à galets

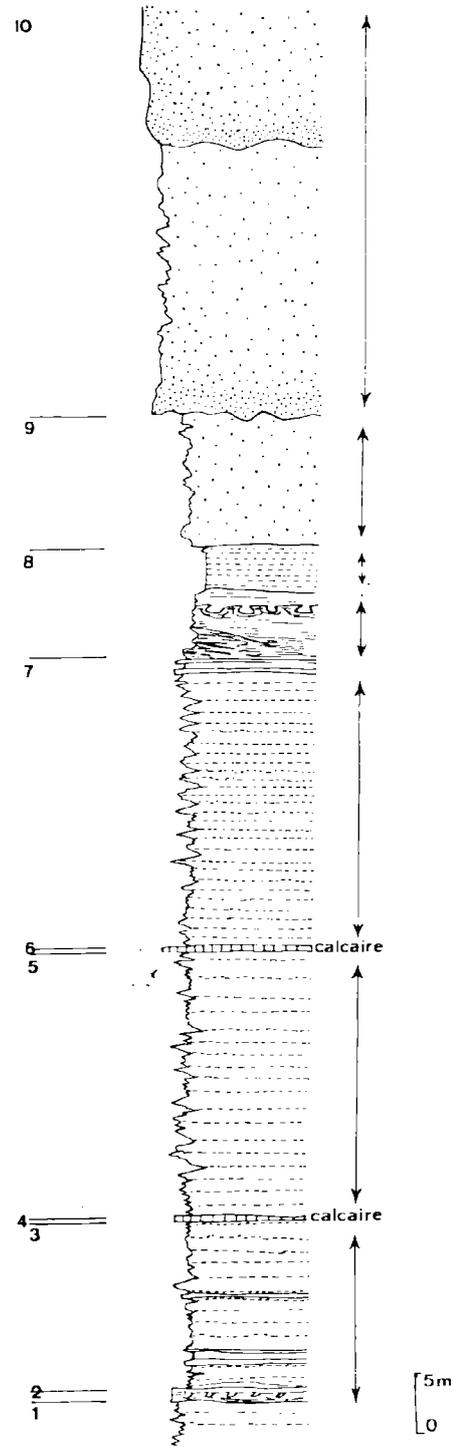


FIG. 14. — Coupe sédimentologique simplifiée du Carbonifère du Cap Favaritx. (Explications dans le texte).

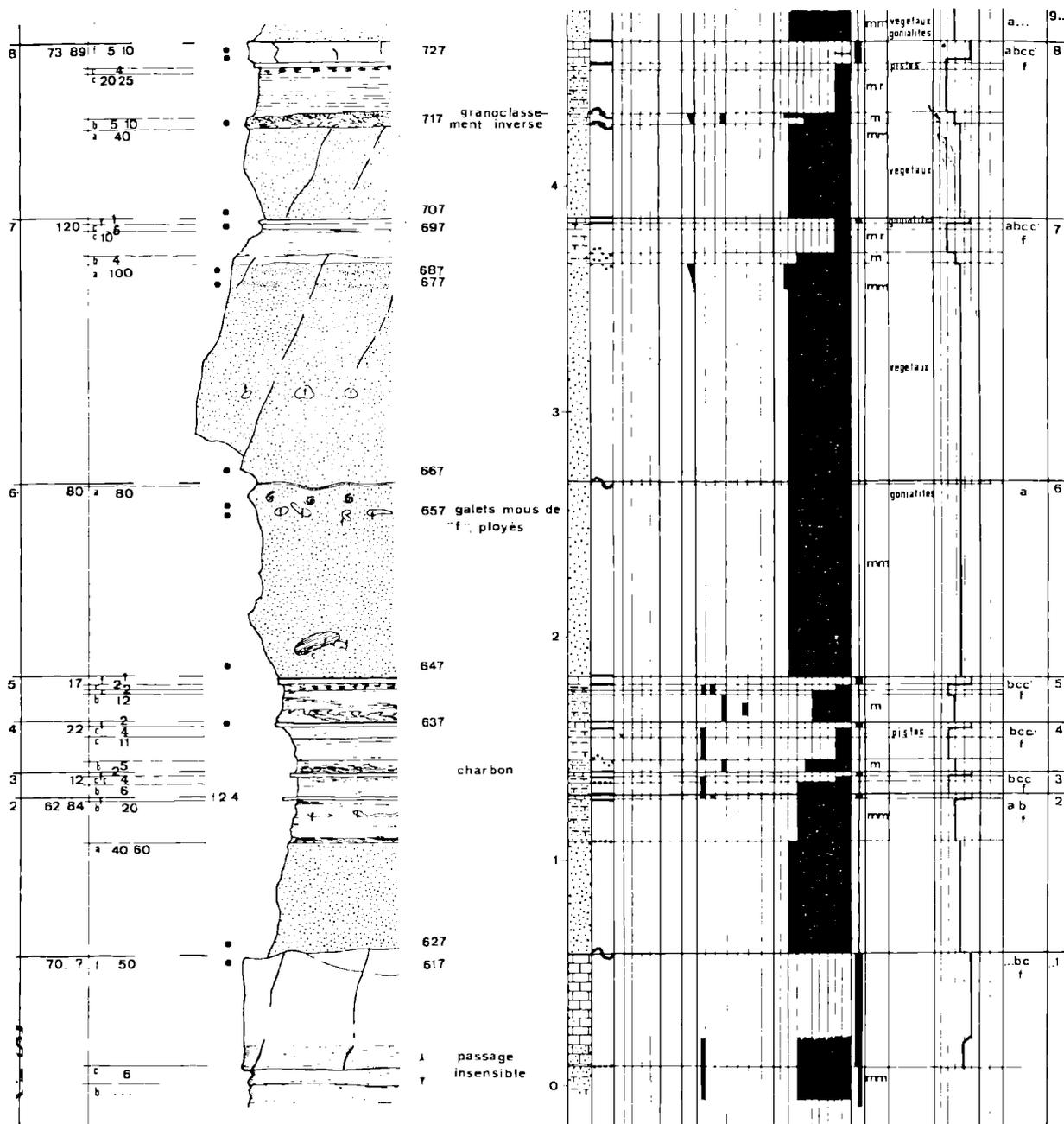


FIG. 15. — Les dépôts détritiques de la zone à *Reticuloceras* : Namurien de la Punta Teula, coupe simplifiée expliquée dans le texte (pour les colonnes, même légende que figure 12).

de granite". Nous en avons fait l'étude sédimentologique et observé qu'il s'agissait de coulées boueuses contenant des éléments calcaires ou éruptifs issus de la marge continentale de l'époque et qui témoignent peut-être, comme les coulées boueuses

du Dévonien supérieur, de mouvements tectoniques périphériques.

Par comparaison avec la coupe du Lochkovien de Cala Tirant (fig. 13), on voit que le Carbonifère se distingue nettement du Dévonien, par

ses séquences d'un type différent, sa sédimentation irrégulière, les bioturbations et l'apparition de termes calcaires. On ne peut confondre ces deux systèmes.

2. *L'orogénèse varisque.* L'ensemble du Paléozoïque minorquin a été plissé au cours des phases varisques. Le Permo(?) - Trias est discordant sur le Dévonien, le Carbonifère, et sur des plis et structures affectant ces terrains.

3. *Le métamorphisme.* La diagenèse des sédiments permet localement la formation de phyllites de néogénèse qui apparaissent en très faibles quantités dans le ciment de certains grès, lochkoviens par exemple. En dehors de ces néoformations diagénétiques, le Paléozoïque de Minorque ne porte pas trace, quant aux assises qui affleurent, d'un véritable métamorphisme.

b) MALAGA.

Beaucoup d'incertitudes demeurent quant à la stratigraphie du Paléozoïque de Malaga et à une éventuelle orogénèse varisque qui aurait pu l'affecter, malgré de nombreux travaux. Une récente mission, en septembre 1970, m'a permis de reconnaître quelques affleurements du Paléozoïque des environs de Malaga et d'Almogia.

1. *La série stratigraphique paléozoïque.* Elle commence bien avant le Dévonien, mais nous n'en ferons pas mention ici, des niveaux de même âge n'étant pas connus à Minorque.

— *Le Silurien supérieur et le Dévonien.* Le passage du Silurien au Dévonien se fait par l'intermédiaire des "calizas alabeadas" ou calcaires gauchis. En réalité, c'est un complexe de bancs peu épais de calcaires, noirs ou pour le moins très foncés, veinés de calcite, étirés ou boudinés, cassés et associés à des grès et des schistes. Le Dévonien a été étudié par différents auteurs et en particulier par F. Kockel et D. Stoppel (93). A l'aide de Conodontes, ces auteurs ont daté, dans la région d'Ardales et d'Almogia notamment, des niveaux qui vont du Silurien supérieur au Dévonien supérieur (avec, en particulier, le Gédinnien, l'Emsien, le Dévonien moyen et supérieur). Ils n'ont jamais pu dater les calizas alabeadas elles-mêmes, mais toujours des lentilles calcaires qui sont, soit intercalées tectoniquement dans ce dernier faciès (Ardales), soit situées au-dessus (Almogia) et alors localement intercalées de pélites peu épaisses. Si bien que ces auteurs proposent deux hypothèses que nous résumons : 1) comme M. Blumenthal l'avait pensé, les "calizas alabeadas" ne sont pas un horizon strati-

graphique constant et passent latéralement à des grauwackes, à des schistes et aux lentilles calcaires d'Almogia. Mais F. Kockel et D. Stoppel ne s'arrêtent pas à cette idée, car les "calizas alabeadas" ont un faciès trop caractéristique, selon eux, pour admettre des variations latérales ; 2) ces lentilles calcaires, datées par des Conodontes, sont des inclusions tectoniques. Leur âge dévonien est exact mais n'est qu'apparent car elles ne sont pas en place.

J. Boulin (10, p. 107) revient à l'idée de Blumenthal et considère que les "calizas alabeadas" passent latéralement au Dévonien d'Almogia, le tout formant peut-être, selon lui, un flysch qui continue le flysch silurien et annonce le flysch carbonifère (p. 111).

Nous avons retrouvé, à Almogia, les affleurements datés par F. Kockel. Ce sont des calcaires, quelquefois massifs, avec, localement, quelques niveaux pélitiques intercalés. Le faciès est très différent des "calizas alabeadas", dont on n'observe aucune récurrence. Le Dévonien n'est pas *originellement* un flysch et, en cela, il diffère totalement du Dévonien minorquin. Quant à savoir si ses divers affleurements sont des lentilles tectoniques, la discussion est ouverte. F. Kockel et D. Stoppel ne proposent du reste pas d'âge pour leur éventuelle mise en place (93).

— *Le Carbonifère.* Il existe à Malaga des radiolarites noires (lydiennes), de position incertaine, soit anté, soit post-dévoniennes (10). Nous n'avons pas vu, lors de notre séjour, de niveaux comparables à la base du Carbonifère de Minorque. Par contre, certains affleurements du Culm carbonifère malagais rappellent le Culm minorquin ; ce sont également des grès micacés (grauwackes) à débris végétaux, alternant plus ou moins avec des pélites sombres, qui semblent former l'essentiel du Carbonifère de Malaga. Il existe aussi des conglomérats, mais qui ne semblent pas être des coulées boueuses [en particulier le conglomérat de la Peluca (2)]. A notre sens, le Culm de Minorque peut ressembler autant au Culm de Malaga qu'il ressemble au Culm des Vosges ou à tout autre Culm carbonifère.

2. *L'orogénèse varisque.* La probabilité d'une phase tectonique varisque est encore douteuse à Malaga. En 1963, au cours d'une excursion géologique dans l'Est des Cordillères bétiques, j'avais pu observer et faire remarquer que, localement, le conglomérat de base permo(?) - triasique reposait

sur des couches carbonifères renversées. A l'échelle de la chaîne, une discordance importante du Secondaire sur le Paléozoïque malagais n'avait pas été reconnue avec sûreté. J. Boulin (10), raisonnant sur le fait qu'à Malaga le Permo(?) - Trias est le plus souvent décollé et en contact mécanique avec différents niveaux de Paléozoïque, a conclu à la grande probabilité d'une phase hereynienne. Très récemment, en été 1970, J. Paquet et A. Foucault ont cru pouvoir déceler une discordance nette du Permo(?) - Trias sur le Paléozoïque malagais de la Sierra Arana (*). Rappelons que P. Fallot ne rejetait pas l'idée de l'existence de plis hereyniens dans la nappe de Malaga, mais extrêmement faibles (67, p. 114). Si les observations précédentes se confirment, il restera donc à juger de l'importance des déformations hereyniennes dans tout le domaine malagais.

3. *Le métamorphisme.* Le Paléozoïque de Malaga est atteint par un épi-métamorphisme post-silurien (10, p. 116). Selon F. Kockel et D. Stoppel (93), le Carbonifère inférieur pourrait être atteint mais cette dernière observation demanderait une nouvelle confirmation.

Le faciès des "calizas alabeadas" ne se rencontre pas à Minorque, de même qu'un Dévonien comme celui d'Almogia. L'ensemble du Paléozoïque minorquin n'est pas métamorphique. Pour cela, il nous semble que ces deux Paléozoïques sont différents.

II. — LES SIERRAS DE LEVANTE ONT-ELLES COMME SUBSTRATUM LE PALEOZOIQUE DE MINORQUE ?

J.S. Hollister (90) a découvert en 1934 des galets de Paléozoïque contenus selon lui dans le Burdigalien et qui sont dispersés de la côte E de Majorque jusque dans le centre de l'île, avec une répartition irrégulière (fig. 16). Pour ce géologue, les galets provenaient de l'E, "d'une zone minorquine où le Burdigalien était transgressif" (et discordant). D'un autre côté, P. Fallot a considéré le peu de résistance de ce Paléozoïque et refusé d'admettre un transport torrentiel de plus de 40 km, nécessaire pour amener les galets de l'aire minorquine jusqu'au moins la côte de Majorque. Il a donc supposé que ces grauwaekes ne pouvaient provenir que de l'érosion presque sur place d'un massif de Primaire qui aurait affleuré pendant le Burdigalien, dans le centre ou l'E de

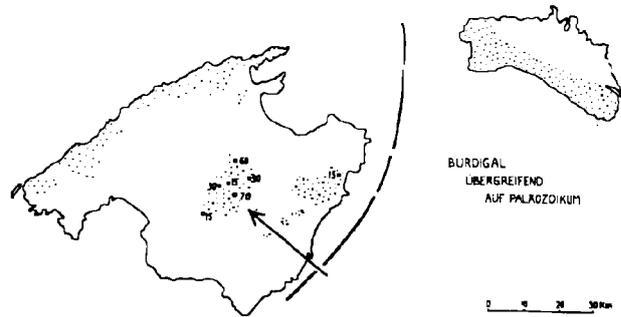


FIG. 16. — Répartition à Majorque des galets de Paléozoïque contenus dans le Burdigalien [d'après J. Hollister (90)].

Majorque. C'était le substratum des Sierras de Levante, dont la série, on le sait, ne commence qu'au Keuper.

J'ai retrouvé ce Tertiaire à galets de Paléozoïque dans les Sierras de Levante. Je pense que ces galets proviennent d'un Primaire très semblable à celui de Minorque. Leur accumulation ne constitue jamais un véritable conglomérat, au moins pour ceux que j'ai étudiés. Bien au contraire, les galets sont emballés dans une matrice argilo-calcaire dont l'âge, que nous révisons avec G. Colom, est difficile à fixer, et tenu pour le moment comme aquitano-burdigalien. Il n'y a ni granoclassement, ni triage. Les galets ne sont pas jointifs et les marnes qui les contiennent montrent des traces de fluage. Cependant, très arrondis et pouvant atteindre jusqu'à 70 cm, les galets de Primaire semblent bien résulter d'une érosion subaérienne. Je pense donc que ces galets, provenant de l'érosion de terres émergées, se sont incorporés à une coulée boueuse sous-marine qui aurait pris naissance sur le plateau continental et/ou sur le bord de la pente continentale de l'époque. La coulée boueuse s'est répandue irrégulièrement au fond du bassin tertiaire, suivant une direction *apparente* actuelle E-W.

Pour ces raisons, le substratum des Sierras de Levante peut être le Paléozoïque de Minorque, mais les galets de grauwaekes n'en sont pas la preuve. Ils ne sont pas non plus le témoignage de l'émersion d'un massif de Primaire dans le centre ou l'E de Majorque, au Burdigalien. Des massifs de Paléozoïque ou pour le moins leur couverture permo-triasique ont cependant pu affleurer très localement, comme l'observation faite par P. Fallot dans le massif de Randa (65, p. 422) d'un véritable

(*) Communication orale. En cours de publication.

conglomérat, probablement oligocène, à galets de Trias inférieur, le suggère.

III. — RAPPORTS ENTRE LE SECONDAIRE DE LA SIERRA NORTE, DES SIERRAS DE LEVANTE ET LE SECONDAIRE DE MINORQUE, COUVERTURE DU PALEOZOIQUE

Nous ne pouvons, dans cet article, faire une comparaison exhaustive des séries secondaires de ces 3 domaines. Nous soulignerons ce qui peut les rapprocher ou les éloigner.

a) SIERRA NORTE.

Notre connaissance de cette chaîne de montagnes repose sur la thèse de P. Fallot (65) et sur les études que G. Colom a consacré à cette Sierra, dans le cadre de ses recherches sur les Baléares. Nous commençons nous-mêmes à l'étudier. Le Trias y est germanique, le Buntsandstein, que l'on ne saurait distinguer d'un éventuel Permien rouge, est constitué de grès et de pélites rouges. Le Muschelkalk est calcaréo-dolomitique, avec une dominante dolomitique. Il est localement fossilifère, comme à Bunyola, où nous avons trouvé des Gastéropodes et des Brachiopodes en été 1970. Le Keuper, très épais, est riche en gypses, en argiles bariolées et en marnes avec, par places, des roches éruptives. L'épaisse série de dolomies qui le surmonte, autrefois rangée par P. Fallot dans le Trias supérieur, marque à notre avis, comme nous l'avons montré à Minorque (16), la base du Jurassique. Ensuite, ce système montre, au Lias, des faciès soit détritiques, soit localement pélagiques. A partir du Dogger, la sédimentation pélagique s'étend à Majorque. Il se dépose des calcaires à filaments, à Radiolaires... Au Malm, cette tendance s'accroît. Se déposent des calcaires à Protoglobigérines, Saccocomidés, Calpionelles avec, cependant, des faciès localement graveleux ou zoogènes (65, p. 99). Le faciès "fausses brèches" (à assimiler, selon moi, à l'Ammonitico-rosso) est fréquent. Le Crétacé de la Sierra Norte se compose de marno-calcaires et de marnes traduisant, selon P. Fallot, une phase bathyale. L'Albien montre des tendances néritiques. Les calcaires à Globotruncana du Crétacé supérieur, longtemps inconnus, sont à présent connus (G. Colom, 1962) et terminent le Crétacé.

b) SIERRAS DE LEVANTE.

Du Trias, seul le Keuper est connu. Le Lias et le Jurassique moyen sont fréquemment dolomités, comme à Minorque. Les dolomies "montent"

ainsi dans la série jurassique et ce que j'appelle le "front de dolomitisation" peut atteindre le Jurassique supérieur. Localement, il est cependant possible de mettre en évidence un Lias et un Jurassique moyen calcaire dans la Sierra de Son Sastres où l'on rencontre (fig. 17), de bas en haut :

1° des gypses, marnes, argiles bariolées et carneules du Keuper, formant la dépression d'Es Reco ;

2° plusieurs centaines de m de dolomies massives, à stratification peu visible, constituant l'arête de Reco (385 m) ;

3° 25 à 30 m avant d'atteindre la limite supérieure des dolomies, une lentille calcaire de 12 m d'épaisseur est conservée sur la rive droite du torrent qui ravine le flanc SE du Reco. Les bancs calcaires qui ont le même pendage que les dolomies, régulièrement litées à présent se révèlent être au microscope, des micrites, plus rarement des pelsparites. L'un ou l'autre de ces faciès contient des *Laburinthina gr. recoarensis* (CATI), connu ailleurs dans le Lias moyen ;

4° au-dessus des dolomies, viennent des calcaires régulièrement lités, à silice, intercalés de niveaux plus marneux. Vers leur base, j'ai recueilli : *Apsoroceras baculatum* QUENSTEDT, *Parkinsonia gr. subarietis* WETZ, *Phylloceras* sp., *Leptosphinctes* sp., *Strenoceras* sp., association qui, selon M.H. Tintant, caractérise la zone à *Strenoceras subfurcatum* de la base du Bajocien supérieur ;

5° au-dessus de ces calcaires, se place un banc de 15 m d'épaisseur de calcaire oolithique, à silice exceptionnels ;

6° des calcaires lités qui alternent avec des calcaires oolithiques ou des marnocalcaires. Ce sont, en lame mince, des oomicrites souvent à Trocholines d'une part, et des micrites à filaments d'autre part.

Le faciès oolithique s'estompe au fur et à mesure et les micrites à filaments sont bientôt seules représentées et l'on atteint en transition le Crétacé.

Nous n'avons pas rencontré, entre le Lias moyen et le Bajocien supérieur, les niveaux aaléniens à *Hammatoceras* cités par B. Darder (42) près d'Arta.

Mais le Jurassique moyen-supérieur est loin de n'être représenté que par des calcaires oolithiques

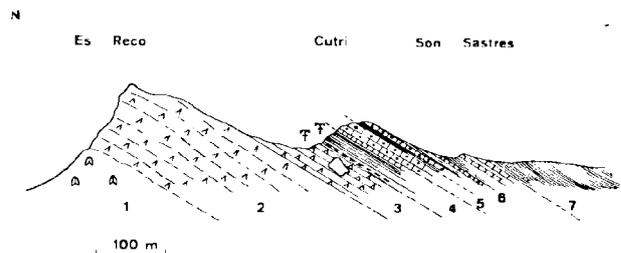


FIG. 17. — Coupe simplifiée du Jurassique de la Sierra de Son Sastres.

dans les Sierras de Levante. Ainsi, dans beaucoup d'affleurements, ce sont des calcaires fins, comme les micrites à "filaments" de la Sierra de Son Sastres. Par exemple, dans le chaînon de l'Ermita d'Arta, qui domine la baie d'Alcudia et se trouve être le point le plus proche de la Sierra Norte, on rencontre (fig. 18) :

1° une épaisse série de dolomies (peut-être 300 m) répétées tectoniquement ;

2° dolomies et calcaires dolomitiques rognoneux, mal stratifiés ;

3° calcaires massifs, à silex ;

4° calcaires rognoneux lités, à silex ;

5° calcaires rognoneux à Ammonites indéterminables.

Les niveaux 2, 3, 4, 5 sont, au microscope, des micrites à "filaments" de plusieurs types. En plus, des Radiolaires apparaissent dans le niveau 4, et des *Protoglobérines* dans le niveau 5.

6° une barre de calcaire massif qui, en lame mince, est une micrite à Radiolaires et *Saccocomidés* ;

7° calcaires bien stratifiés, à rares silex, qui sont des micrites azoïques passant localement à des zones montrant des remaniements intraformationnels (échelle de la lame mince) ;

8° une barre de calcaire qui est une micrite à Radiolaires ;

9° calcaires massifs à silex : micrites du passage Jurassique-Crétaqué ;

10° calcaires rognoneux, bien lités, du Crétaqué inférieur, à Calpionelles ;

11° Miocène.

Le passage du Jurassique au Crétaqué est en général graduel. Cependant, on peut observer, un peu à l'E de l'Ermita d'Arta, au pied du Puig d'Es Enrocadre, que la base du Crétaqué peut comporter des passées conglomératiques, avec de petits galets roulés de 5 à 6 cm, de calcaires, de silex, et des organismes en débris plus ou moins roulés. Il semble que ce soit un conglomérat intraformationnel, annoncé déjà dans la série sous-jacente par des petits remaniements.

En résumé, le Jurassique débute par des dolomies qui se substituent à une série de calcaires fins.

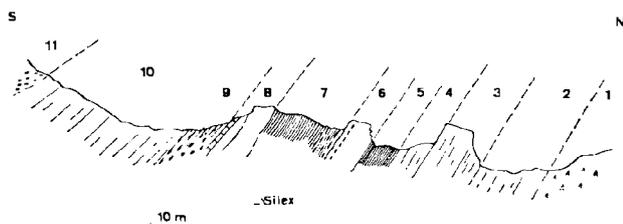


FIG. 18. — Coupe simplifiée du Jurassique supérieur-Crétaqué de l'Ermita d'Arta.

Le Jurassique moyen et supérieur est pélagique mais admet, suivant les secteurs, des intercalations de calcaires oolithiques, mélangés à des calcaires à "filaments". Le passage du Jurassique au Crétaqué est graduel, se fait par des sédiments fins. La base du Crétaqué montre localement des remaniements intraformationnels ; mais le reste du Crétaqué est constitué de sédiments fins qui sont, au microscope, des micrites à Calpionelles, à Radiolaires et *Nannoconus*. A l'Hauterivien et au Barrémien, la sédimentation devient quelque peu rythmique et l'on observe les calcaires marneux et les marnes se succéder régulièrement. Le Barrémien est daté au N d'Arta. Je n'ai jamais observé de traces d'émersion ou de karst crétaqué.

e) MINORQUE.

Le Trias est de type germanique. Le Jurassique est complet. Le Lias est constitué par d'épaisses dolomies en partie de substitution (niveaux 1 à 3, fig. 19). Le Toarcien est conservé au cap de Fornells (niveaux 4 à 7). Il se compose de calcaires marneux et de marnes à *Rhynchonella bouchardi* var. *rustica* DUBAR, *Terebratula jauberti* var. *batalleri* DUBAR, entre autres. Le Toarcien se termine par une surface durcie (hard-ground), avec oxydes de fer. Le Jurassique moyen se compose (niveaux 8 à 11) de dolomies secondaires dans lesquelles on rencontre des lentilles de calcaires à *Meyendorffina* (*Lucasella*). En lames minces, les dolomies contiennent des fantômes d'oolithes ; les calcaires sont oolithiques et à quartz détritique. Le Jurassique supérieur se compose de calcaires localement dolomités. Plusieurs niveaux, à *Protopenoplis striata* WEYNSCH., à Algues, à Trocholines, etc..., ont été reconnus. Ce sont toujours des sédiments de plate-forme et l'on ne rencontre jamais de calcaires à filaments, ou à *Saccocomidés*, ou à Calpionelles. Bien au contraire, par des calcaires à Algues et sans limite définie, le Jurassique passe au Crétaqué. Dans ce faciès qui comporte, outre de nombreuses Algues, des Trocholines, *Pseudocyclammines*, etc..., le Valanginien est individualisé par "*Simplorbitolina*" *miliani* SCHROEDER [ex "*Dictyoconus*" *walnutensis* (CARSEY) in PFENDER], *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER)... Ensuite, les sédiments sont à tendance pélagique. Le Barrémien se présente ainsi sous forme de calcaires fins à *Nannoconus* et Crinoïdes pélagiques, puis de calcaires marneux et de marnes riches en microfaunes. Ce faciès se poursuit dans l'Aptien et atteint l'Aptien supérieur-Albien, marqué cependant par un niveau à *Hedbergella* sp., plus détritique, avec du quartz.

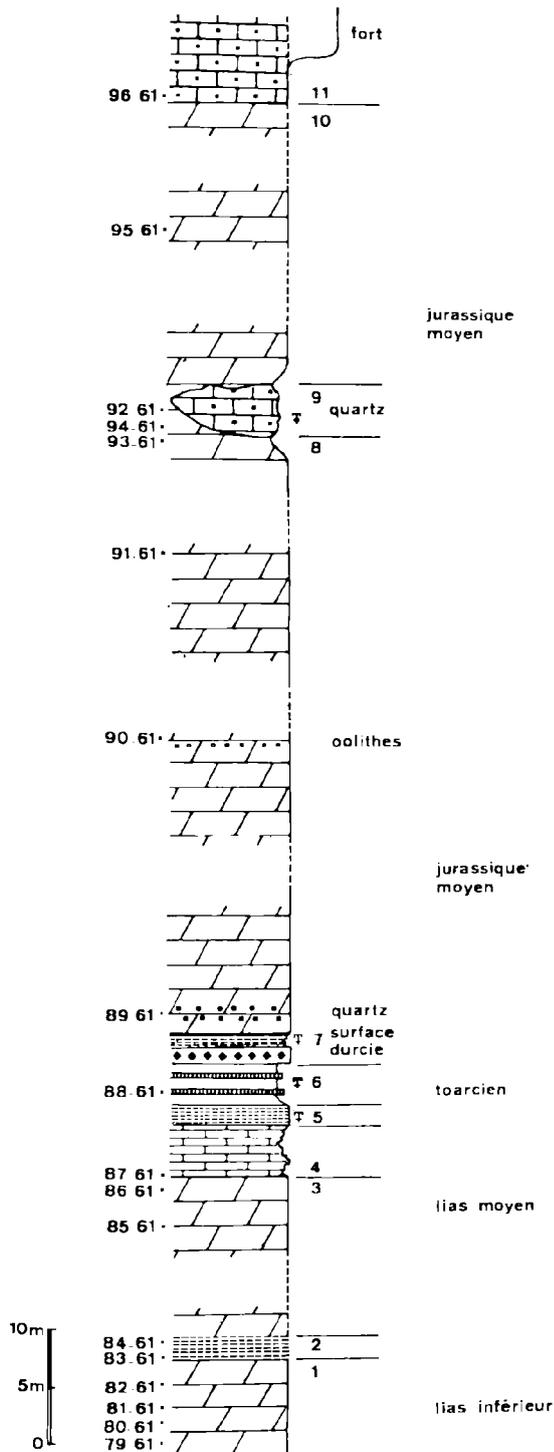


FIG. 19. — Coupe du Jurassique inférieur-moyen du Cap Fornells à Minorque.

Le Trias est identique dans la Sierra Norte, les Sierras de Levante et à Minorque. Les dolomies de la base du Jurassique, communes dans les trois domaines, *ne doivent cependant pas être comparées sans réserves*. A Minorque, dans les Sierras de Levante, ce sont des dolomies qui se sont substituées à des séries calcaires différentes, dont le faciès primitif n'était pas le même dans chaque bassin. Le Jurassique est à dominante pélagique dans la Sierra Norte (fide P. Fallot et G. Colom) et dans les Sierras de Levante où, cependant, des influences côtières (calcaires oolithiques) se font sentir. Le Jurassique de Minorque ne comporte pas de niveaux équivalents à ceux du Jurassique des Sierras de Levante, tels que des calcaires à filaments, à Saccocomidés ou à Calpionelles. Le Crétacé de Minorque est, lui aussi, très différent du Crétacé des Sierras de Levante, qui offre à notre avis plus d'analogies avec celui de la Sierra Norte.

En résumé, le Secondaire de Minorque présente peu de ressemblances avec celui des Sierras de Levante. Il est peu vraisemblable que la couverture mésozoïque du Paléozoïque de Minorque se poursuive à Majorque par les Sierras de Levante.

IV. — LA COUVERTURE SECONDAIRE DU PALÉOZOÏQUE DE MALAGA

Dans son hypothèse de 1948, P. Fallot (67) admettait que la couverture Secondaire du Paléozoïque de Malaga de la Sierra Espuña pouvait être homologue du Secondaire des Sierras de Levante (p. 159). Très récemment, J. Paquet (104) a étudié dans sa thèse le Jurassique d'une des unités de la Sierra Espuña, l'unité du Morron de Totana, et l'a comparé au Jurassique du Palo de Malaga qui recouvre, 250 km. plus à l'W, le Paléozoïque des environs de Malaga. Pour lui, "les colonnes stratigraphiques du Palo de Malaga et de l'unité du Morron de Totana évoquent les mêmes faciès, la même aire de sédimentation aux mêmes époques géologiques". Il n'y a qu'une différence d'épaisseur. Quant au Crétacé, à Malaga, l'Albien remplit les fissures d'un karst antérieur, affectant le Jurassique supérieur, tandis qu'à la Sierra Espuña se rencontre un Néocomien probable, mais non daté, avec des calcaires à silex, des calcaires microcristallins, puis des marnes sableuses de l'Albien, qui remplissent des fissures karstiques.

Si l'on compare ce Jurassique au Jurassique de Minorque, couverture indubitable d'un Paléozoïque, on note immédiatement de très grandes différences (fig. 20). La couverture du Paléozoïque

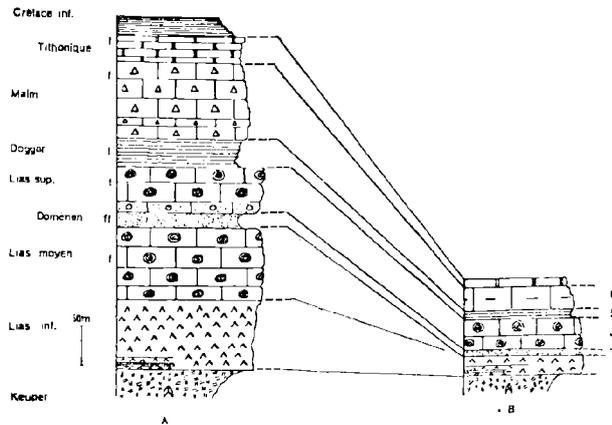


FIG. 20. — [d'après J. Paquet (104)]

A : colonne stratigraphique des séries jurassiques de l'unité du Morron de Totana (Sierra Espuña), selon J. Paquet, et B : du Palo de Malaga [d'après J. Azéma (2)], qui donne la succession des termes suivants (légèrement modifiée) :

1 : dolomies gris-jaunâtres en bancs minces séparés par des marnes grises (10 m) Rhétien ? — 2 : dolomies gris-clair légèrement calcaires et calcaires massifs oolithiques (10 m). — 3 : calcaires marneux à Ammonites avec oolithes ferrugineuses du Domérian-Toarcien. — 4 : calcaires oolithiques. — 5 : calcaires à filaments du Dogger (quelques mètres). — 6 : calcaires esquilleux, à grain fin, à Saccocomidés, *Globochaete*, puis calcaires tithoniques surmontés par un karst rempli par du Berriasien (galets) et de l'Albien.

de Malaga possède un Lias avec des calcaires marneux à Ammonites, avec oolithes ferrugineuses, des calcaires à filaments du Dogger, des calcaires à Saccocomidés, à Calpionelles. Le Crétacé est également différent.

Le Dogger et le Malm de l'unité de Morron de Totana ressemblent, encore que dans le détail et aux épaisseurs près, à leurs équivalents des Sierras de Levante. Mais le Lias et le Crétacé sont différents. Ces séries ne peuvent être purement homologues.

V. — L'ÂGE DES PLISSEMENTS MAJEURS TERTIAIRES

a) SIERRA NORTE.

Les déformations principales se situent après le Burdigalien et " les accidents tectoniques recouvrent un pays faiblement plissé avant " (65).

b) SIERRAS DE LEVANTE.

Différents auteurs ont affirmé que les phases principales y étaient anté-burdigaliennes. Or, dès 1925, B. Darder avait montré que les déplacements tangentiels étaient post-burdigaliens. Pour moi, la phase principale de déformation se place après le Burdigalien, affecté par une tectonique souple, puis cassante et avant un Vindobonien imprécis.

c) MINORQUE.

En 1968, nous avons prouvé, avec G. Colom (20), que le Miocène du S de Minorque, considéré comme Burdigalien avant nos travaux, était en réalité du Vindobonien. Certains accidents tangentiels du N de Minorque sont fossilisés par les termes supérieurs de ce Vindobonien, mais affectent un Oligocène supérieur ou un Miocène inférieur continental que nous avons découvert (15, 21).

Comme je l'ai montré (22), cette phase est responsable de la mise à jour du Paléozoïque dans le NE du domaine baléare.

VI. — CONCLUSIONS

Tant par sa couverture secondaire que par son Paléozoïque, Minorque ne semble pas appartenir à la Nappe de Malaga, zone interne des Cordillères bétiques. S'il y a eu des affleurements de Primaire à Majorque, ce que je crois possible, les galets de Paléozoïque trouvés par Hollister n'en sont pas la preuve. Le substratum ancien des Sierras de Levante ne nous est donc pas connu et leur série secondaire ne s'apparente pas à la couverture mésozoïque du Paléozoïque de la Sierra Espuña, qui appartient, elle, à la Nappe de Malaga. Le Secondaire de Minorque, au moins le Crétacé, se distingue notablement du Secondaire des Sierras de Levante, qui présente des affinités avec le Secondaire de la Sierra Norte.

Majorque et Minorque ont subi toutes deux plusieurs phases tertiaires, mais la principale semble être ou contemporaine du Burdigalien, ou postérieure. M. M. Durand-Delga a rappelé (53) " l'âge ancien, anté-aquitainien (73), voire anté-priabonien (104), de la première cicatrisation entre Bétique de Malaga et Subbétique ", et que, dans les zones internes, le Burdigalien était bien progressif sur les nappes. L'Oligo-Miocène inférieur de Minorque repose en discordance sur le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, qu'il remanie, mais cette discordance est relativement faible et jamais l'on n'observe d'Oligo-Miocène inférieur reposant

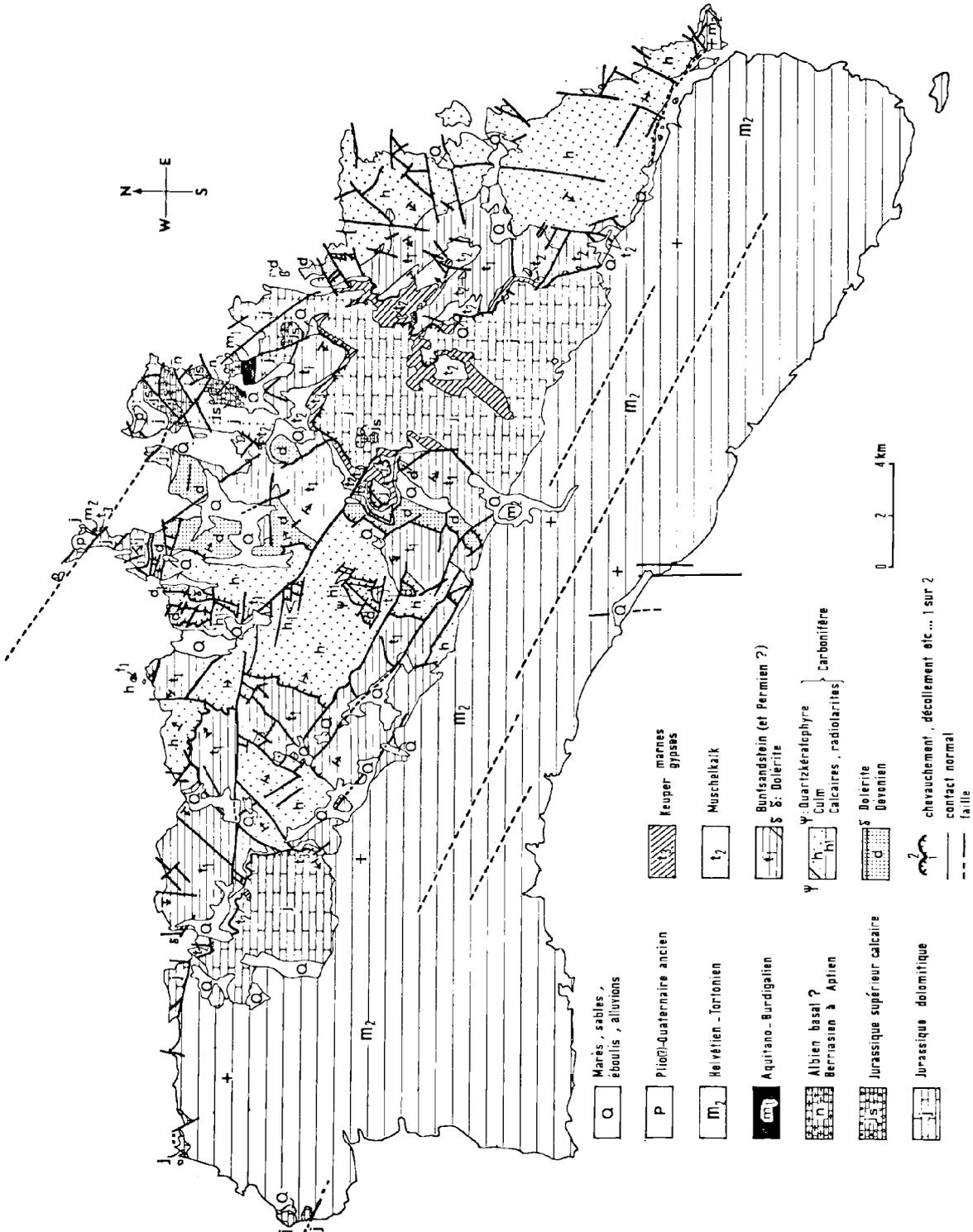


FIG. 21. — Carte géologique simplifiée de Minorque à 1/200.000.

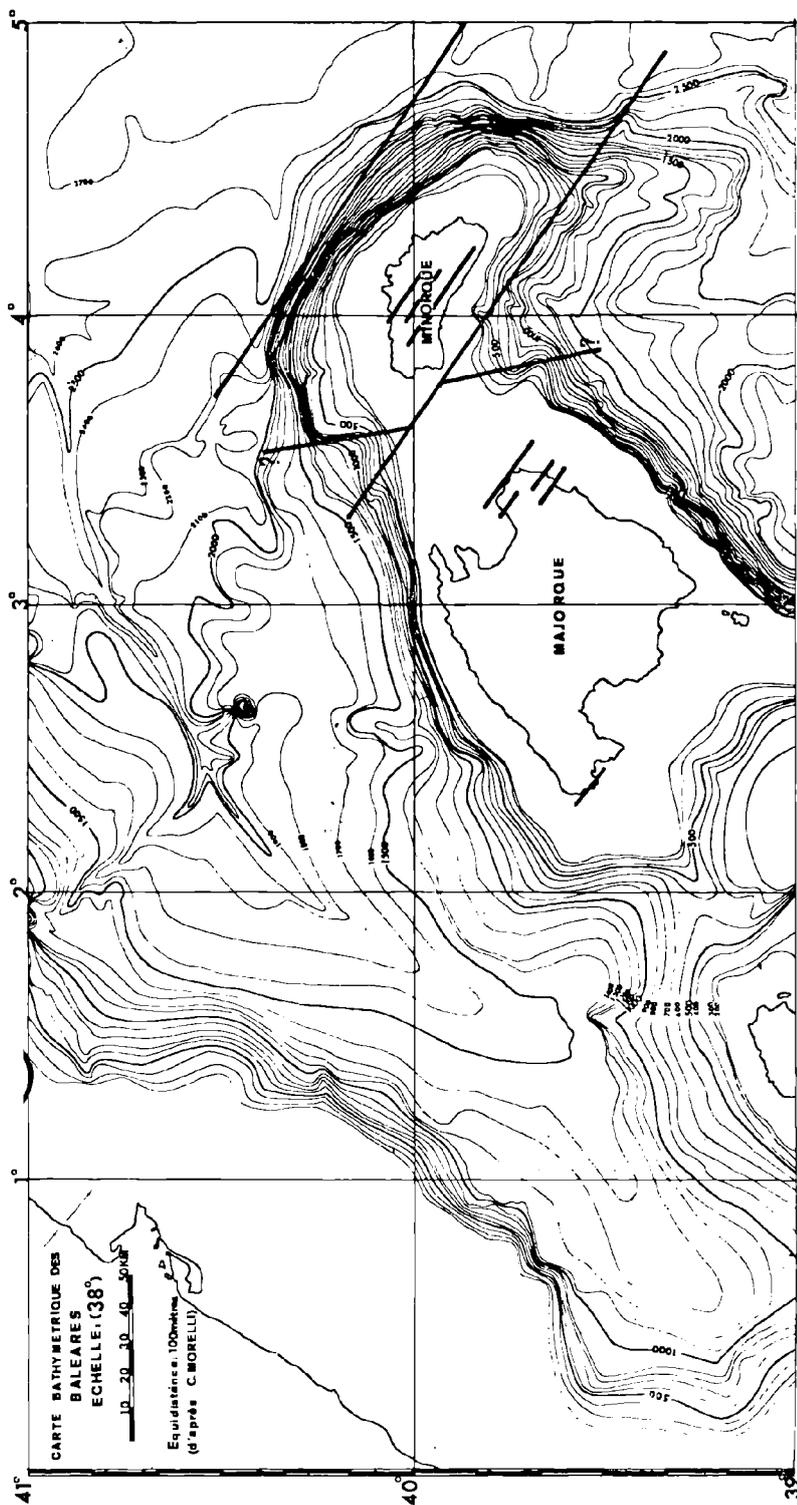


FIG. 22. — Failles sous-marines hypothétiques, décrochant le socle baléare, décrochant le socle baléare, d'après les failles à rejet horizontal mises en évidence à Minorque et dans les Sierras de Levante (fond bathymétrique réalisé par A. Mauffret, d'après une carte de Morelli).

sur le Trias ou sur le Paléozoïque, qui ne sont pas remaniés, et encore moins d'Oligo-Miocène inférieur reposant sur des plis. Si Minorque appartenait à la Nappe du Bétique de Malaga, mise en place avant l'Aquitarien, on conçoit que la discordance de l'Oligo-Miocène inférieur devrait être autrement importante !

De plus, la Nappe de Malaga est une unité structurale à matériel ancien, dont la caractéristique est de *chevaucher un domaine externe*, Subbétique. Or, on ne peut pas mettre en évidence à Minorque un contact anormal majeur qui fasse reposer le Paléozoïque sur autre chose que sa propre couverture, et dans les Sierras de Levante, on ne peut mettre en évidence un contact anormal majeur qui fasse reposer une couverture Secondaire assimilable à celle de la Nappe de Malaga sur un domaine externe.

Ainsi, pour ces différentes raisons, l'hypothèse de P. Fallot selon laquelle Minorque et les Sierras de Levante auraient pu appartenir à la Nappe de Malaga, zone interne des Cordillères bétiques, est-elle, à mon avis, à abandonner.

VII. — VERS DE NOUVELLES CONCEPTIONS

Minorque et les Sierras de Levante de Majorque n'appartenant pas aux zones internes, le problème de leur appartenance structurale n'en demeure pas moins.

a) DONNÉES NOUVELLES SUR UNE TECTONIQUE CASSANTE A MINORQUE.

Outre l'orogénèse varisque, Minorque a subi, nous l'avons vu, l'effet de plusieurs phases tectoniques alpines. Elles ont déterminé, dans la partie N de Minorque (fig. 21), des chevauchements du Paléozoïque sur sa couverture secondaire ou des décollements et écaillages intra-paléozoïques. La couverture Secondaire elle-même est largement décollée, comme je l'ai montré dès 1962 (15). Mais il y a plus. Toute la partie N de Minorque montre une intense fracturation, insoupçonnée jusqu'à nos travaux. A côté de failles verticales, il existe un réseau de failles WNW-ESE dont le rejet horizontal apparent peut atteindre 5 km. Pour différentes raisons que nous exposerons bientôt, ces accidents ont joué à plusieurs reprises. Quant à la partie S, elle n'est qu'apparemment tranquille. Si les termes supérieurs du Miocène viennent reposer sur le Paléozoïque ou le Secondaire de la zone N, entre Mahon et Algayarens, ou recouvrir des dolomies jurassiques, au Cap Nati et au Cap Bajoli (région de Ciudadela) les dépôts

conglomératiques sont coupés à la Cala Morell. Les variations d'épaisseur progressives mais rapides du Miocène entre son bord N et la côte S, qui s'observent sur le terrain et trouvent une confirmation dans les sondages réalisés par l'Instituto Nacional de Colonización ou par des particuliers, me font penser que la limite N du Miocène correspond, suivant une ligne Mahon-Ferrerias, à une zone de flexure, qui est voisine, selon moi, de la flexure continentale vindobonienne. Il existe de plus, dans la masse du Miocène, des failles parallèles à cette flexure, qui ont eu un jeu synsédimentaire et un jeu récent. Ce jeu a pu être mis en évidence dès 1963 : j'ai montré que le Plio-Quaternaire de la côte N de Minorque était affecté de mouvements différentiels et j'ai tenté de retracer l'évolution récente de Minorque (16 bis) en montrant notamment que les rivières avaient changé leurs sens d'écoulement au cours de leur histoire. Ces failles, qui affectent le Miocène, ont, d'autre part été mises en évidence par une campagne géophysique de l'Instituto Nacional de Colonización (121).

Flexure et failles sont de direction WNW-ESE, c'est-à-dire parallèles aux accidents de la zone N de Minorque, et peuvent être interprétées, selon moi, comme un jeu vertical de failles plus anciennes, de même nature et origine que celles de la partie N de Minorque.

Les différents niveaux plastiques de la série minorquine (Lochkovien, Carbonifère, Keuper en particulier), empêchent de se faire une idée précise du rejet horizontal réel des failles du N de l'île.

b) DONNÉES NOUVELLES SUR UNE TECTONIQUE CASSANTE DANS LES SIERRAS DE LEVANTE DE MAJORQUE.

Des décrochements parallèles à ceux de Minorque s'observent dans la Sierra de Levante, entre le Cap Farrutx et San Lorenzo. Un premier accident de ce style fut observé par B. Darder en 1925 (42), mais nous avons mis en évidence tout un réseau d'accidents comparables.

c) MORPHOLOGIE DU SOCLE SOUS-MARIN.

L'existence d'accidents cassants à rejet horizontal apparent, à Minorque et dans l'E de Majorque implique que ces structures cassantes, visibles à terre, doivent affecter également le socle sous-marin. Un rapide examen des cartes bathymétriques de J. Bourcart et de C. Morelli (fig. 22, d'après un document à 1/2.000.000 réalisé et communiqué par A. Mauffret, que nous remercions

ici), montre nettement qu'au N de Minorque, les isobathes sont extrêmement serrés, parallèles entre eux, suivant une direction sensiblement WNW-ESE. Comme J. Bourcart (12) et L. Glangeaud (84) l'ont montré, il s'agit très certainement d'une faille. Dans ce cas, cet accident serait parallèle aux failles que j'ai mises en évidence à Minorque et dans les Sierras de Majorque. Aussi, je pense que :

1° Le socle baléare est bien limité au N de Minorque par une faille WNW-ESE, mais qui est originellement une faille à rejet horizontal, *vraisemblablement une faille transformante d'importance méditerranéenne*, et qui est parallèle aux décrochements reconnus à terre. Je ne peux me garder d'évoquer à cet égard, des liaisons possibles entre cette faille transformante WNW-ESE, du

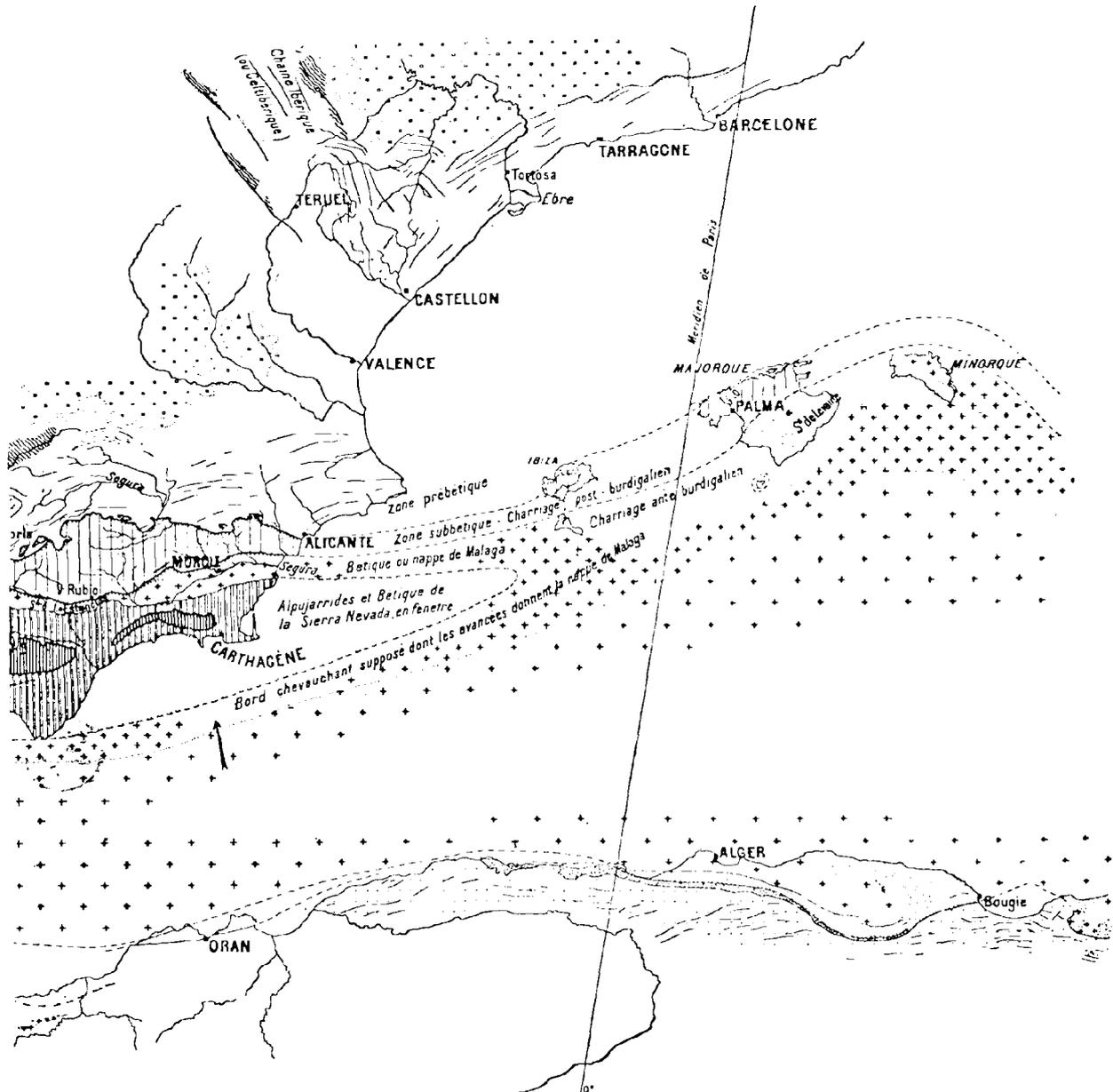


FIG. 23 a. — Hypothèse de P. Fallot [d'après P. Fallot (67), fig. 12].

N du socle baléaire, et les failles pyrénéennes, qui en diffèrent de quelques degrés.

2° Que l'ensemble du socle baléaire, aussi bien sur terre qu'entre Minorque et Majorque, ou qu'au S de Majorque, est découpé par un réseau de failles WNW-ESE qui a eu, à un moment de son histoire, un jeu horizontal. J'ai pu reconnaître de tels accidents dans la Sierra Norte, jusqu'à Dragenera.

3° Cette structure est pour moi une structure profonde.

d) LES HYPOTHÈSES ACTUELLES.

Nos études sur les Baléares ne sont pas terminées. Si nous avons une meilleure connaissance de Minorque et des Sierras de Levante, il reste cependant encore beaucoup de points obscurs. Le problème de Minorque est complexe et le matériel à

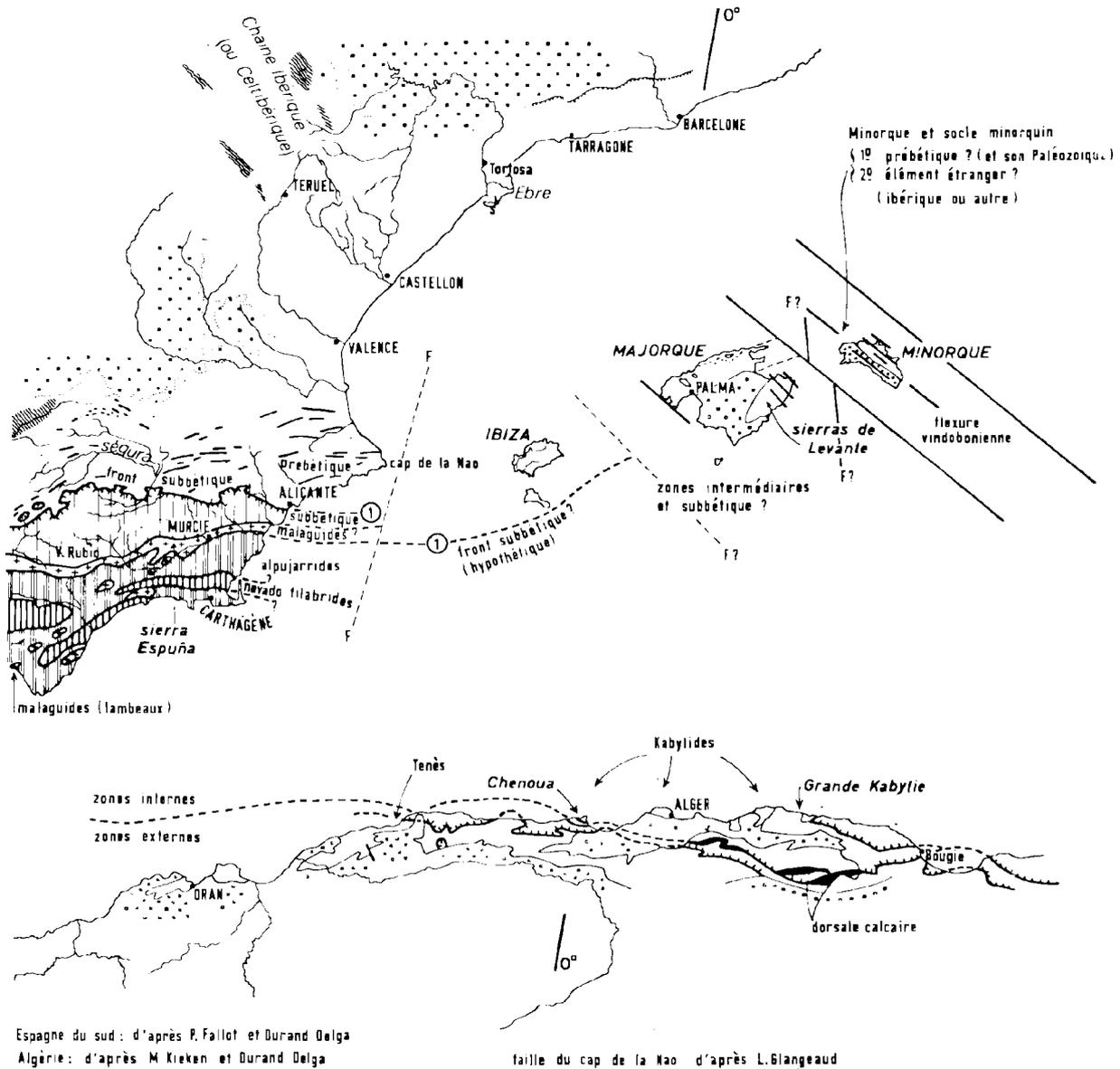


FIG. 23 b. — Hypothèses actuelles envisagées par l'auteur sur la structure des Baléares.

notre disposition pour le résoudre est souvent insuffisant. Rejetant l'hypothèse que Minorque et les Sierras de Levante puissent appartenir aux zones internes des Cordillères bétiques, il me semble que l'on peut proposer trois hypothèses, compte tenu que Minorque paraît décrochée vers la droite de Majorque (alors que les décrochements terrestres sont sénestres) (fig. 23).

1. Dans la première hypothèse, le Paléozoïque de Minorque et sa couverture appartiennent aux zones externes des Cordillères bétiques. La série Secondaire de la Sierra Norte de Majorque ne présentant que peu d'analogies avec celle de Minorque, Minorque ne peut en être le prolongement direct, mais appartient à un domaine Prébétique externe, ou même déjà ibérique (et dans ce cas, Minorque n'est déjà plus "bétique").

2. La présence à Sineu, dans le centre de Majorque, d'Aquitaniens continentaux (41) qui rema-

nie du Secondaire à affinités minorquines (23), pourrait indiquer que Minorque se rattache au centre de Majorque.

3. Le domaine bétique se termine par une faille décrochante entre Majorque et Minorque. Minorque n'appartient pas aux Cordillères bétiques, mais représente un fragment d'un domaine méditerranéen, morcelé dès avant ou pendant l'Aquitaniens, puisque dans les Sierras de Levante, des niveaux Aquitano-Burdigaliens remanient du Paléozoïque de type minorquin.

Je remercie M. M. Durand-Delga qui a bien voulu lire ce travail et nous faire bénéficier de son expérience et de ses conseils sur le terrain, et les différents spécialistes, les Dr H. Jaeger, J. Helms de Berlin, G. Colom et J. Magné, M.H. Lardeux, M. Fourcade et M. Tintant, à qui les principales déterminations de fossiles ou microfossiles sont dues.

V. — L'UNITÉ DE "RONDA-TORCAL"

par J. BOURGOIS, P. CHAUVÉ, J. DIDON et Y. PEYRE

Dans l'W des Cordillères bétiques, en avant des zones internes, se place une zone de relief essentiellement calcaire, s'échelonnant depuis le Torcal jusqu'à la Sierra de Libar et disparaissant sous le flysch du Campo de Gibraltar au S du Puerto de Galiz.

Ces chaînons avaient été placés par M. Blumenthal (6) dans le *Pénibétique*. Or, sous cette appellation, M. Blumenthal avait placé bon nombre d'autres éléments dont les séries stratigraphiques diffèrent de celles de ces chaînons. C'est pourquoi, sous le vocable de "Ronda-Torcal" (*), nous proposons de désigner l'ensemble paléogéographique (Zone de Ronda-Torcal) et structural (Unité de Ronda-Torcal) qui présente les caractéristiques stratigraphiques, paléocéologiques, paléogéographiques et structurales suivantes.

(*) L'expression "zone et unité de Ronda" a été proposée par S. Dürr et al. (60). Pour éviter une confusion possible avec le terme "Rondaïdes", antérieurement utilisé par M. Blumenthal, et pour lui donner une plus large extension géographique, nous avons été amenés à proposer le terme de "Ronda-Torcal" (36).

1) Série stratigraphique de l'Unité de "Ronda-Torcal"

Elle est continue du Trias à l'Oligo-Miocène.

TRIAS.

Le Trias inférieur est mal défini. Ce sont probablement des grès et des marnes à gypses. Le Trias moyen est bien caractérisé sous un faciès calcaire [Sierra Hidalga, région de Ronda (S. Dürr) et Chorro (Y. P.)]. Le Trias supérieur comporte des marnes et des dolomies (Sierra Hidalga et Chorro).

JURASSIQUE.

Jurassique inférieur et moyen sont présents sous des faciès dolomitiques et calcaires; ils sont mal caractérisés paléontologiquement. Le Jurassique supérieur montre des calcaires oolithiques avec passées de Fausses Brèches de l'Oxfordien au Tithonique. Le Berriasien présente le faciès Fausses Brèches et clôt la série calcaire.

CRÉTACÉ.

Le Crétacé inférieur est réduit ou absent; dans ce cas, présence fréquente d'un "karst" (36). Le

Crétacé moyen présente un Albien marneux suivi d'un Cénomaniens marno-calcaire ; le sommet du Cénomaniens s'enrichit en silex rouges (Chorro) ou noirs (Montejaque). Le crétacé supérieur, complet, présente le faciès "couches rouges". Suivant les points, c'est l'Albien, le Cénomaniens ou le Crétacé supérieur qui repose directement sur le Jurassique.

TERTIAIRE.

La sédimentation est continue entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire, avec le même faciès de "couches rouges" qui deviennent progressivement plus marneuses et plus claires. La sédimentation marneuse se poursuit jusque dans l'Oligocène [(zone à *opima opima*) Tajo Almarado - Y. P.] (Benaocaz - fontaine de Chiqueros - P. C.). Au-dessus, repose un flysch argilo-gréseux, avec, semble-t-il, des passées de silexite du passage de l'Aquitaniens au Burdigaliens (Pantano del Chorro - Y. P.).

2) Caractéristiques paléoécologiques

Les formations qui composent ces séries ont livré un certain nombre d'indices paléoécologiques :

— Présence, dans le Malm, de l'association calcaires oolithiques - fausses brèches ; il s'y ajoute dans les termes inférieurs (Dogger probable), des calcaires pisolithiques parfois riches (Chorro, Manga) en Polypiers et Nérinées ; cela traduit un environnement récifal ou périrécifal.

— Les caractéristiques du Crétacé inférieur ne peuvent s'accorder qu'avec des conditions de haut-fond immergé.

— La présence de Rudistes en place et en position de vie dans les couches rouges du Crétacé supérieur (Oorceal - Y. P.) postule une bathymétrie faible.

— Dans le même sens, mais avec moins de certitude, militent les variations d'épaisseur dans les séries crétacées et éocènes, alors que leur contenu faunistique est exclusivement pélagique et que les remaniements sont exceptionnels.

Entre le Dogger et l'Oligocène, tous les indices recueillis concordent ; ils permettent d'assurer que les formations en cause se sont déposées sur des fonds faiblement immergés, en environnement récifal, puis pélagique.

3) Caractéristiques paléogéographiques

Cette zone prend place entre le Subbétique et les zones plus internes où, fréquemment, la sédimentation était détritique (Flyschs). Les termes de passage au Subbétique ne sont pas encore clairement mis en évidence. Les séries qui assurent la continuité avec les zones internes sont mieux connues et très expressives (13, 109, 110).

Les récifs ou les hauts-fonds sur lesquels ces formations se sont déposées ont, de ce point de vue, une importance capitale et expliquent que cette zone soit une barrière paléogéographique.

4) Caractéristiques structurales

Dans son ensemble, l'unité de Ronda-Torcal présente une structure massive. Dans le détail, elle se caractérise par des failles de compression et des extrusions, plus rarement par des écaillages. Le contact entre le Jurassique calcaire et les "couches rouges" est souvent disharmonique.

Cette structure est intimement liée à la composition lithologique de la série, à sa position dans le contexte bétique et à un jeu vertical récent. Elle est localisée à la marge interne de l'édifice externe des Cordillères bétiques et l'on ne connaît rien sous elle.

5) Discussion

C'est aux séries et aux unités présentant ces caractères ou, en tous cas, rien de contradictoire avec ce qui vient d'être énuméré, que nous réservons l'appellation de Ronda-Torcal. On pourrait penser que le terme "Pénibétique" plus ou moins amendé, pourrait continuer sa carrière ; nous militons pour son abandon définitif.

Nous lui reprochons d'être lié à des conceptions paléogéographiques et structurales(*) désavouées par l'auteur du terme lui-même (8).

Il prête à confusion ; les géographes désignent sous le nom de chaîne pénibétique (étymologique-

(*) " Nous considérons ces éléments structuraux comme pénibétiques, en raison de leur position par rapport à la zone d'Archidona, ce qui veut dire qu'ils sont dans une relation originellement intime avec la base bétique " (sous entendu : de Malaga) (7, p. 41). (C'est nous qui le soulignons).

ment : proche du Bétis, l'actuel Guadalquivir) ce que nous nommons les Cordillères bétiques.

Le seul vrai Pénibétique (dans l'étymologie de M. Blumenthal), nous le désignons aujourd'hui comme couverture secondaire et tertiaire du Bétique de Malaga ou comme Dorsale bétique.

A l'W de Ronda, ce que Blumenthal a désigné comme Pénibétique (exception faite de la zone interne), correspond sensiblement aux affleurements de l'unité de Ronda-Toreal. A l'E de Ronda, et particulièrement à l'E du Rio Guadalhorce, la situation est bien différente ; il est nécessaire de démembrer les groupements proposés par M. Blumenthal (7, Pl. IV) pour en proposer d'autres différents. A titre d'exemple, ce qui, d'après les études récentes, appartient à l'unité de Ronda-Toreal, a été attribué par cet auteur :

- au " Pénibétique externe de Ronda " :
Ortejicar, Peñarubia ;

- au " Pénibétique zone interne " :
Valle de Abdalagis, Toreal ;
- au " Pénibétique zone médiane " :
Codo, Tajos ;
- au " Subbétique " :
Peñon de los Enamorados ;
- au " Pénibétique, massif calcaire de Loja " :
Sierra Gorda de Loja pro parte (attribution incertaine).

A l'exception du Pénibétique, zone médiane, toutes les unités pénibétiques ci-dessus désignées, ainsi que le " Pénibétique, zone externe de Loja " possèdent des éléments qui n'appartiennent pas à l'unité de Ronda-Toreal. C'est pourquoi, dorénavant, nous abandonnerons le terme de Pénibétique pour cette zone paléogéographique et cette unité structurale. Nous la désignerons sous les termes de zone ou d'unité de " Ronda-Toreal ".

VI. — DORSALE BÉTIQUE

par M. DURAND-DELGA, J. DIDON, A. FOUCAULT et J. PAQUET

1) La Dorsale bétique à l'E de Grenade (A. Foucault et J. Paquet)

La Dorsale bétique à l'E de la transversale de Grenade se cantonne à deux massifs distincts : l'un, le Jabalcón, au N de la Sierra de Los Filabres, et l'autre, chaînon méridional de la Sierra Arana, au N de la Sierra Nevada.

Cet ensemble s'insère tectoniquement et paléogéographiquement entre les Malaguides au S et un domaine jusqu'à présent rapporté au Subbétique au N (9, 82, 82 bis).

a) LE JABALCÓN.

Le Jabalcón a été analysé en détail, d'abord par P. Fallot et L. Sole Sabaris (70, 71), puis par M. Durand-Delga et A. Foucault (54 bis). Il s'agit de l'affleurement le plus oriental reconnu à ce jour de la Dorsale bétique.

Sur une série dolomitique et calcaire du Lias inférieur suivie de calcaires lités à silex du Lias plus élevé, repose toute une suite de niveaux discontinus caractérisés par de nombreux " hiatus "

sédimentaires. Le Jurassique très supérieur est fait de calcaires noduleux suivis de fines brèches du Tithonique supérieur-Berriasien (?). Des calcaires marneux blancs néocomiens cimentent des brèches d'éroulement. De même, des marnes roses du Crétacé supérieur, englobent des blocs variés. Les niveaux les plus élevés seraient des grès nummulitiques.

Le Jabalcón étant ceinturé de termes post-nappes, ses relations avec les domaines externes et internes ne peuvent être définies.

b) LE CHAÎNON MÉRIDIONAL DE LA SIERRA ARANA.

La zone située au N de la Sierra Nevada a été jadis étudiée par Brouwer (25), qui y a découvert les uniques fenêtres des Cordillères bétiques sous les Alpujarrides. P. Fallot et M. Blumenthal (9) reprirent en détail ces études en définissant du N vers le S : le Subbétique, le Bétique de Malaga et les Alpujarrides. Ils confirmaient la présence de fenêtres sous les nappes internes et en étudiaient le contenu. Récemment, M. Durand-Delga et A. Foucault (54) livraient avec beaucoup de détails stratigraphiques, la composition de diverses unités situées entre Subbétique au N et Malaguides au S,

dans la partie orientale du chaînon. Ces unités appartiennent à la Dorsale bétique qui présente d'étroites ressemblances avec les Dorsales rifaine et kabyle. Dès 1968, nous reprîmes l'étude de détail du secteur occidental du chaînon après les travaux d'Aldaya (1).

Sur le plan structural, on distingue, du N vers le S :

1° Un ensemble, rapporté au Subbétique par P. Fallot et M. Blumenthal (9) et par V. Garcia-Dueñas (82, 82 bis), formé de dolomies grises et d'une puissante série calcaire jurassique suivie de Crétacé marneux.

2° La Dorsale bétique, zone complexe sur le plan tectonique, où l'on peut déceler une partie à affinités externes, caractérisée par une puissante série calcaire-dolomitique du Trias supérieur-Lias inférieur, suivie de calcaires lités du Lias inférieur. Le Sinémurien est sous forme de calcaires rouges à *Arnioceras*. Le Lias supérieur-Aalénien est représenté par des calcaires à silex.

La partie interne de la Dorsale de type malagais est, par contre, caractérisée par une série de base faite de dolomies noires ou grises, de calcaires compacts du Lias et de couches noduleuses rouges du Malm.

3° Au S de la Dorsale bétique, vient l'ensemble des nappes internes : Poléozoïque malagais, unités intermédiaires entre Malaguïdes et Alpujarrides, et enfin Alpujarrides.

Sur le plan structural, on décèle deux types de superpositions : les unes anciennes, issues d'une phase d'âge vraisemblable fini - eocène moyen. Dorsale interne, Malaguïdes et Alpujarrides se succèdent du N vers le S et sont séparées par des contacts anormaux plongeant vers le N ; les autres, récentes, contemporaines de la phase majeure miocène. Cette dernière phase est de nature cisailante, car Dorsale interne et nappes internes structurées sont cisillées en bloc et reposent sur la Dorsale externe, elle-même en repos sur l'ensemble septentrional rattaché au Subbétique par P. Fallot et M. Blumenthal (9) et V. Garcia-Dueñas (82, 82 bis).

2) la Dorsale bétique à l'W de Grenade (J. Didon et M. Durand-Delga)

Nous regroupons, au SW de Grenade, dans la Dorsale bétique, les unités à séries mésozoïques carbonatées appartenant aux zones internes, situées sur leur marge externe et qui ne constituent pas la couverture stratigraphique de la Nappe de

Malaga. A l'E du Rio Guadalhorce (Chorro), on peut rattacher à la Dorsale la série triasico-liasique de Alhama de Granada (29), l'Unité de Robledo (110) dans la Zone de Colmenar, et le rocher de Castellones, près du Chorro. Au SW du Chorro, la Dorsale regroupe plusieurs unités définies par les géologues de Bonn (59, 60, 61) ; ce sont, d'une part, dans la région de Ronda, les unités de los Enamorados et de las Nieves ; d'autre part, plus au SW, l'Unité de Benadalid, c'est-à-dire le "Pénibétique interne" et les "Rondaïdes" de M. Blumenthal.

Selon la transversale de Ronda, la Dorsale comporte :

— au N, l'Unité de los Enamorados (= Pénibétique interne) avec un Trias supérieur dolomitique, un Lias (calcaires massifs clairs et calcaires à silex) bien développé, surmonté par un Dogger-Malm réduit, noduleux, un Crétacé inférieur également réduit, conglomératique et calcaire, enfin un Nummulitique marneux à niveaux de calcaires biolitho-elastiques ;

— plus au S, l'Unité de las Nieves (= "Rondaïdes" p. p. max.), avec un Trias supérieur dolomitique puissant, suivi d'alternances de marnes, dolomies et calcaires du Rhétien que surmontent des calcaires à silex du Lias, puis une série très réduite, calcaire ou marno-schisteuse, où nous avons reconnu le Tithonique supérieur, le Crétacé inférieur, l'Eocène et enfin, en discordance, un brèche à éléments essentiellement calcaires et dolomitiques (Brèche de la Nava) remaniant le Paléozoïque de Malaga et le Permo-Werfénien alpujarride ; cette brèche existe également sur l'unité précédente.

L'ensemble de ces deux unités chevauche en direction du NW le Pénibétique au sens strict — marge interne du Subbétique — (= Zone de Ronda-Torcaal) ; quelques minces lambeaux de flyschs du Crétacé inférieur, accompagnés de calcaires à silex du Lias et de radiolarites (35) et quelques formations de type flysch jalonnent le contact. L'Unité de las Nieves est chevauchée, à son tour, du S vers le N, par l'ensemble des unités internes qui sont, de bas en haut : péridotites de la Sierra Bermeja, gneiss et marbres, Unité de Casares (Alpujarrides) et Nappe de Malaga.

Au SW de Ronda, la Dorsale est représentée par l'Unité de Benadalid de S. Dürr. Elle comporte, dans le Peñon de Benadalid, deux écaïlles distinctes, plongeant en direction du NW, aux séries différentes, au SE, une écaïlle dont la série est comparable à celle de los Enamorados (dolomies, cal-

caires blancs massifs du Lias, calcaires argileux et noduleux du Malm), au NW, une écaille ayant des points communs avec l'Unité de las Nieves (dolomies plus réduites du Trias supérieur ?, "alternances" rhétiennes, calcaires lités à silex où le Sinémurien à *Arnioceras* a été reconnu, Néocomien réduit, marnes roses et grès grossiers du Nummulitique). L'Unité de Benadaliid surmonte la Nappe de Malaga, couronnant ainsi l'édifice de nappes internes situé globalement en recouvrement au-dessus de l'Unité de las Nieves.

Au NE de Ronda, une zone complexe s'étend entre les villages de El Burgo et de Yunquera (Zone de la Bruñuela et "Unité de Yunquera" de S. Dürr). Elle peut s'interpréter comme résultant du recouvrement de l'Unité de las Nieves par des gneiss et marbres anciens et au moins une unité alpujarride (Permo-Werfénien schisto-quartzitique et ensemble carbonaté du Trias plus élevé) homologue de l'Unité de Casares.

Au NE de cette zone, l'Unité de las Nieves se retrouve dans les Sierras Prieta et Alcaparain. Un système d'écailles (Cabrilla, Perella -92-) s'intercale entre cette unité et les domaines plus externes. La présence, dans l'écaille la plus externe, de calcaires liasiques à *Arnioceras*, de radiolarites et de conglomérats du Crétacé inférieur, assure le passage paléogéographique (47) au domaine des flyschs anciens ("Zone d'Espildora"). Ce système d'écailles chevauche les unités externes (Pénibétique = Zone de Ronda-Torcal), et, comme sur la transversale de Ronda, est chevauchée par l'édifice de nappes internes.

Au N de la Sierra Alcaparain, cet édifice de nappes internes est couronné à son "front" par

de petits massifs de calcaires liasiques et éocènes (Pantano de Andrade, Castillo Turon) que les auteurs allemands rattachent à l'Unité de Benadaliid. Il peut s'agir en effet de la partie la plus interne de notre Dorsale, sans que l'on puisse écarter l'idée, plus probable pour l'un de nous (M. D.-D.) qu'il s'agisse de la couverture, un peu décollée, de la Nappe de Malaga.

INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE.

La notion de Dorsale est avant tout paléogéographique : il s'agit d'un domaine situé sur la marge externe (NW) des zones internes. Les éléments les plus externes (écailles de la Cabrilla et de la Perella) de la Dorsale assurent le passage au domaine des flyschs : la sédimentation mésozoïque de cette Dorsale externe y est essentiellement carbonatée, avec des faciès particuliers, tels que les "alternances" rhétiennes, les calcaires noduleux à *Arnioceras* et les calcaires à silex du Lias.

La structure de la Dorsale est complexe ; elle résulte de la superposition de deux phases. La première a structuré l'ensemble des zones internes par charriages relatifs au NW vers le SE, la deuxième a repris l'ensemble des zones internes en le cisillant obliquement, avec des charriages relatifs du SE vers le NW ; un premier cisaillement amène en recouvrement les unités de los Enamorados et de las Nieves sur les zones externes (Pénibétique) ; au-dessus, un deuxième cisaillement amène en recouvrement l'ensemble des zones internes (Dorsale p. p. comprise = Unité de Benadaliid) sur les Unités de los Enamorados et de las Nieves, et jusque sur les zones externes.

VII. — DOMAINE DES FLYSCHS

par J. BOURGOIS, P. CHAUVE, J. DIDON et Y. PEYRE

1) Le domaine des flyschs dans l'W des Cordillères bétiques

(J. Bourgois, P. Chauve, J. Didon et Y. Peyre)

Des séries flysch sont bien développées dans l'W des Cordillères bétiques. Jusque vers 1959, on les croyait d'âge nummulitique et postérieures à une phase tectonique importante, transgressives sur les unités externes (Pénibétique et Subbétique) et sur la Nappe de Malaga (au sens de M. Blumenthal). Ce point de vue sera encore en grande partie

défendu par R. Hoepfener et ses élèves qui reconnaissent cependant l'existence de flyschs plus anciens découverts par J. Didon et M. Durand-Delga (48).

Nous avons montré la grande complexité des séries flysch, ainsi que des séries qui leur sont associées. D'âge Néocomien à Miocène basal, les flyschs s'ordonnent en différentes unités qu'accompagnent en certains points des séries carbonatées jurassiques. La plupart de ces unités paraissent provenir d'un unique domaine paléogéographique

qui, au Crétacé inférieur, se situe entre les zones internes (Bétique de Malaga et "Dorsale") et les zones externes (Pénibétique, Zone de Ronda-Torcal et Subbétique *s. str.*) (110).

Au Crétacé inférieur, le Domaine des flyschs montre deux types de séries distinctes, d'une part, des séries flysch caractérisant une "Zone des Flyschs anciens", d'autre part, des séries rangées dans la "Zone de Boyar-Alazores".

a) LA ZONE DES FLYSCHS ANCIENS (CRÉTACÉ INFÉRIEUR).

Différentes unités tectoniques possèdent un Crétacé inférieur détritique de type flysch : ce sont, dans le Campo de Gibraltar, les unités de Camarote et de los Nogales (45, 47), dans la région de Grazalema, l'Unité de flysch du Corridor de Boyar (ou Unité de San Cristobal) (13, 37), et, dans la Zone de Colmenar, les unités de Lentiscar et de Relamar (110). De nombreux lambeaux comportant de tels flyschs Crétacé inférieur ont été repérés en différents points, à la limite des zones internes et des zones externes (35). Dans ces unités, deux types de faciès sont généralement associés ; un premier consiste en marnes à niveaux de microbrèches riches en *Aptychus* ("Complexe à *Aptychus*") généralement développé à la base ; un deuxième est essentiellement formé de grès fins. Ces différents faciès se retrouvent identiques à eux-mêmes dans les diverses unités énumérées, ce qui laisse entrevoir la commune origine de celles-ci.

Dans plusieurs de ces unités (Camarote, San Cristobal, lambeau du Cortijo de los Quejigales), le flysch Crétacé inférieur fait suite à des formations jurassiques, dont les séries ne sont pas exactement comparables entre elles malgré des similitudes en partie soulignées par P. Hoppe (91) entre les Lias de la Silla de Ubrique et de l'Arroyo de las Limas (région de Gaucin). Cependant, dans la région de Grazalema comme dans celle de Gaucin ou près du Puerto Martinez, le Flysch du Crétacé inférieur succède à des argiles à radiolarites attribuables au Dogger-Malm. La comparaison des séries jurassiques de l'Unité de Camarote et de la "Dorsale" externe conduit à rapprocher paléogéographiquement les zones correspondantes (35, 47). Ainsi, de même que la Zone de Boyar-Alazores (voir note de J. Bourgois, P. Chauve et Y. Peyre) se place paléogéographiquement sur le bord interne de la Zone de Ronda-Torcal, de même la Zone des flyschs anciens se place sur la marge externe de la "Dorsale".

b) LES FLYSCHS RÉCENTS.

De nombreuses formations détritiques de type flysch, dont l'âge s'étage du Crétacé supérieur à l'Oligo-Miocène, ont été décrites dans l'W des Cordillères bétiques [parmi les travaux les plus récents, citons J. Bourgois (13), P. Chauve (33), J. Didon (47) et Y. Peyre (109, 110)]. Certaines de ces formations sont en couverture stratigraphique sur la Zone de Boyar-Alazores où elles paraissent postérieures à une ou plusieurs phases tectoniques d'âge probablement éocène. D'autres, d'âge oligo-miocène, sont transgressives sur l'ensemble des zones internes déjà structurées antérieurement à leur dépôt. D'autres encore sont probablement liées à la Zone des Flyschs anciens, mais la nature des rapports entre flyschs anciens et flyschs récents n'est pas clairement établie. Enfin, deux importantes formations oligo-miocènes du Campo de Gibraltar, les Grès de l'Aljibe et le flysch marno-gréseux micacé d'Algésiras, surmontent en concordance apparente des séries détritiques d'âge crétacé supérieur à oligocène et appartiennent à plusieurs unités mises en place au cours du Miocène, c'est-à-dire postérieurement à une tectogenèse encore mal datée ayant affecté au moins la Zone de Boyar-Alazores, et postérieurement à la tectogenèse tangentielle des zones internes (d'âge éocène et/ou oligocène). De ce fait, s'il est possible de tenter une reconstitution paléogéographique à l'Oligo-Miocène, reconstitution qui a été proposée au niveau du Campo de Gibraltar (47), il n'est pas possible, ni d'extrapoler cette reconstitution pour des périodes plus anciennes, ni de tenter une telle reconstitution tant que les problèmes concernant les phases anté-oligo-miocènes n'auront pas été résolus.

c) CONCLUSIONS.

Un Domaine des Flyschs, situé entre les zones internes et les zones externes, a été reconnu au Crétacé inférieur (13, 37, 110). Il se subdivise en une Zone de Boyar-Alazores située à la marge interne de la Zone de Ronda-Torcal, et une Zone des Flyschs anciens située à la marge externe de la "Dorsale bétique". Sur la transversale de Colmenar, la série de Yedra assure le lien entre ces deux zones (110). Des indices de mouvements tectoniques importants, éocènes à oligocènes, ont été récemment mis en évidence ; mais dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas possible d'en préciser ni la nature, ni l'importance. Il est probable que ces mouvements ont modifié considérablement la paléogéographie du Domaine médian, paléogéographie que nous ne sommes pas

en mesure de pouvoir reconstituer pour des périodes postérieures au Crétacé supérieur, sauf peut-être en ce qui concerne l'Oligo-Miocène.

2) Définition de la zone de Boyar-Alazores

(J. Bourgois, P. Chauve et Y. Peyre)

A la suite des travaux de terrain menés par P. Chauve et Y. Peyre, puis par J. Bourgois dans l'W des Cordillères bétiques, nous avons mis en évidence un ensemble d'unités et d'écailles dont les caractéristiques stratigraphiques sont particulières. Cet ensemble morcelé, par ses particularités lithostratigraphiques et structurales, assure le passage du Pénibétique (zone de Ronda-Torcal) au bassin des flyschs crétacés. Nous proposons de rassembler les témoins épars de ces différentes unités dans une zone paléogéographique : la zone de Boyar-Alazores.

Ces unités se situent en trois positions structurales distinctes :

- au front N du Pénibétique,
- charriés sur le Pénibétique,
- à la frange méridionale du Pénibétique.

Ces lambeaux occupent, dans les zones externes, des positions structurales pratiquement identiques à celles des flyschs allochtones (Campo de Gibraltar, zone de Colmenar), il est donc difficile de les distinguer des flyschs par ce seul critère structural.

a) CARACTÉRISTIQUES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA ZONE DE BOYAR-ALAZORES.

La caractéristique essentielle de ces séries est leur très grande variabilité. Nous avons acquis la certitude que les changements dans la composition stratigraphique des séries et dans la nature lithologique de leurs différents éléments se produisent dans toutes les directions et en particulier selon l'allongement de la chaîne. Dans ces conditions, nous ne pouvons pas proposer de schéma évolutif tant que toutes les séries n'ont pas été analysées et avant qu'il soit possible de choisir des fils directeurs. Il faut ajouter que les superpositions observables actuellement résultent de mouvements tectoniques dont tout laisse à penser qu'ils ont été superposés dans le temps et dans l'espace.

A titre d'exemple, et parmi les coupes déjà publiées, on peut citer :

— dans la région de Grazalema, la série du Peñon Grande (13), les écailles de Boyar (13, 33, 37), le Malaver (13) ;

— dans la région de Cañete la Real, la série du Mojon Gordo (35, 89) ;

— dans la région de Colmenar, la série du Gallo Vilo (99), les séries du Castellones (92, 110), la série du Tajo Sabar (36) et les séries comprises entre le Tajo Sabar et Yedra (110).

A certaines époques, certaines de ces séries présentent des faciès identiques à ceux du Pénibétique (Crétacé supérieur du Peñon Grande, Jurassique supérieur du Tajo Sabar...) ; d'autres, des faciès proches de ceux des flyschs, d'autres enfin, ont des faciès intermédiaires (Crétacé supérieur des écailles du Corridor de Boyar) ; pour d'autres périodes, la répartition est différente. Enfin, certaines de ces séries présentent une condensation (Malaver) ou des érosions (Malaver et Castellones).

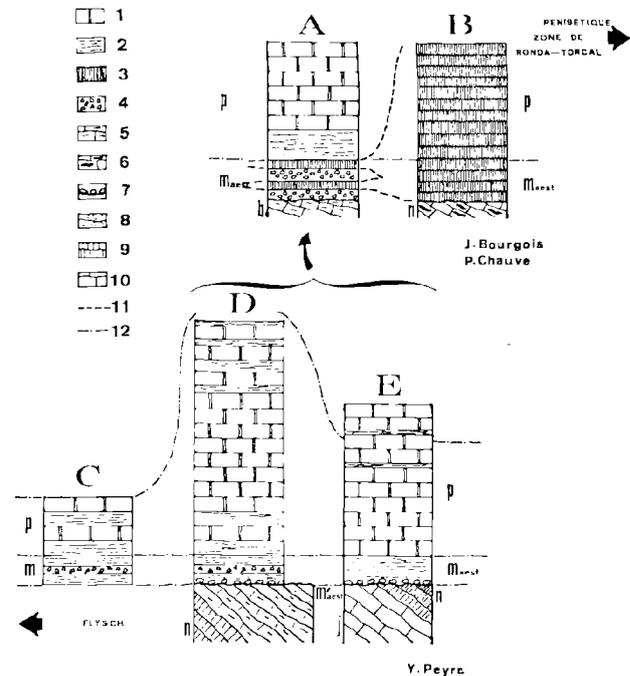


FIG. 24

A : écailles du corridor de Boyar. — B : écaille du Peñon Grande-Salto del Cabrero. — C : Sierra de los Ballesteros. — D : Sierra Prieta. — E : série de l'unité de Buitreras.

p : Paléocène. — maest. : Maestrichtien supérieur. — be : Berriasien. — n : Néocomien. — M'aest. : Maestrichtien inférieur. — j : Jurassique moyen supérieur.

1 : calcaires détritiques à débris de Microcodium. — 2 : argiles et marnes argileuses. — 3 : marno-calcaires faciès "couches rouges". — 4 : microbrèches. — 5 : marno-calcaires. — 6 : calcaires à silex. — 7 : conglomérats. — 8 : niveaux détritiques. — 9 : calcaires blancs esquilleux. — 10 : calcaires. — 11 : limites de passages de faciès. — 12 : limites d'étages.

Pour préciser, nous décrirons pour quelques périodes bien déterminées (*) les différents faciès observés que nous groupons en successions de faciès.

1° au Maestrichtien supérieur - Paléocène (fig. 24) ;

2° au Cénomaniens, dans la région de Colmenar, la zone de Ronda-Torcal (Torcal, Chorro) présente des calcaires marneux ; on passe de ceux-ci au flysch à microbrèches par l'intermédiaire de marno-calcaires et de marnes (Sierra Prieta), de marno-calcaires plus ou moins silteux (Rosario) et de marnes ou marno-calcaires à banes de microbrèches (Mojon de Gragea). Dans toutes ces séries, s'observe une silicification dans les parties supérieures (silex, silicification des microbrèches) ;

3° au Crétacé inférieur, un exemple en a été donné par Y. Peyre (110, fig. 1, p. 46) ;

4° au Jurassique, dans la région de Grazalema (fig. 25).

Par la présence de séries condensées, de lacunes (érosion ou absence de sédimentation), cette zone présente les caractères d'une zone instable qui assure le passage du Pénibétique (zone de Ronda-

(*) Nous avons intentionnellement limité nos exemples avant le Tertiaire, car nous avons de fortes présomptions pour penser que la zone de Boyar-Alazores (ainsi d'ailleurs que la zone des flyschs) a subi par la suite des déformations tectoniques d'âges variés.

Torcal) au flysch et qui a pu contribuer à l'alimentation des flyschs à partir de zones variables dans l'espace et dans le temps.

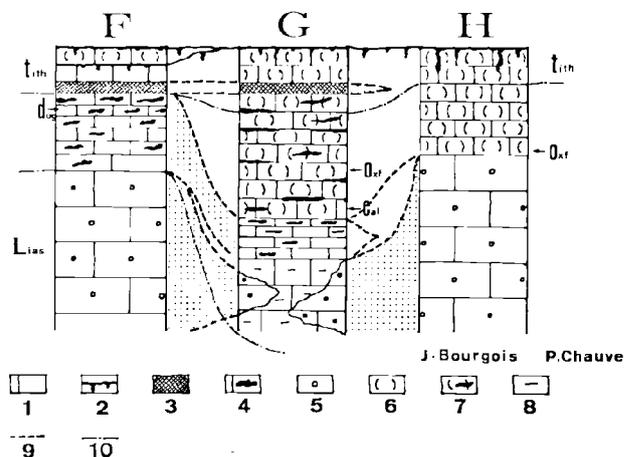


FIG. 25

F: écaïlles du corridor de Boyar. — G: écaïlle du Peñon Grande-Salto del Cabrero. — H: sierra del Endrinal: Pénibétique (zone de Ronda-Torcal).
tith.: Tithonique. — dog.: Dogger. — oxf.: Oxfordien.
— cal.: Callovien.

1: calcaire marneux. — 2: hard ground. — 3: brèche rouge à Belemnites et Aptychus et radiolarites associées. — 4: calcaires à silex. — 5: calcaires oolithiques. — 6: calcaires noduleux dits "fausses brèches". — 7: calcaires noduleux à silex. — 8: calcaires. — 9: limites de passages de faciès. — 10: limites d'étages.

VIII. — LA ZONE-LIMITE ENTRE INTERNIDES ET EXTERNIDES DANS L'E DES CORDILLERES BÉTIQUES

par J. PAQUET

Sommaire. — Dans les Cordillères Bétiques, la zone-limite est une zone paléogéographique allongée du NE au SW, à cheval sur les zones internes et les zones externes. Elle est formée de terrains postérieurs à la première phase de serrage mise en évidence actuellement (fin du Lutétien) et antérieurs à la seconde phase de serrage du Miocène inférieur. Cette dernière phase a affecté cette zone en surface dans la partie centrale et orientale des Cordillères.

La zone-limite, définie dans l'E des Cordillères bétiques au N de la Sierra de Espuña (103) sépare les Internides au S (Malaguides et Alpujarrides) des Externides au N (Subbétique). Elle est, dans cette région, formée de terrains post-nappes cicatrisant les contacts anormaux issus d'une phase de serrage datée de la fin de l'Eocène moyen. En ce point des Cordillères bétiques, aucun cisaillement ou contact anormal postérieur n'émerge en surface. Vers l'W, au moins à partir de la transversale de la Sierra Nevada, la zone séparant Inter-

nides et Externides est affectée par une tectonique plus récente et datée du Miocène inférieur.

Toute paléogéographie de la zone-limite doit donc être envisagée avant la phase tangentielle importante du Miocène inférieur.

La zone-limite a été étudiée d'E en W (fig. 26), par J. Paquet (103, 104) au N de la Sierra de Espuña, par F. Fernex (72, 73) ainsi que par T. Geel (83) à l'W de Lorca et par Mac Gillavry et al. (97) dans la région de Velez Rubio. L'étude

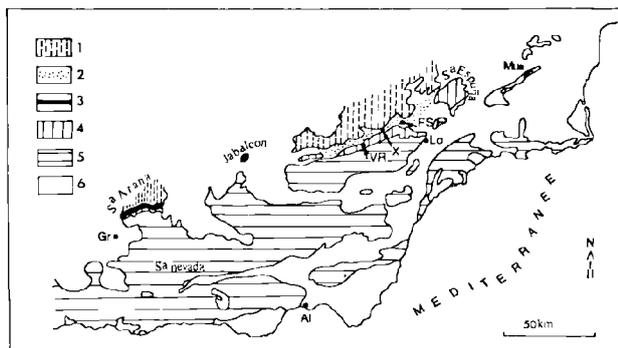


FIG. 26. — Carte schématique de l'E des Cordillères bétiques.

1 : Subbétique. — 2 : zone limite. — 3 : Dorsale bétique. — 4 : Malaguides. — 5 : Alpujarrides et Névado-Filabrides. — 6 : Miocène supérieur et Quaternaire.
Gr : Grenade. — Al : Almería. — VR : Velez-Rubio. — X : Xiquena. — FS : Fuensanta. — Lo : Lorca. — Mu : Murcie.

du problème de la limite Internides-Externides au N de la Sierra Nevada a été également abordée par A. Foucault et J. Paquet dès 1968.

Beaucoup plus à l'W, dans la zone des Flyschs, J. Didon (47) applique le terme de zone-limite à une zone tectonique complexe, comprenant des nappes de flyschs et située entre Internides et Externides.

Conformément à sa définition, la zone-limite peut être, pour l'instant, considérée comme allongée du NE au SW et formée de termes allant de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur.

1) Stratigraphie de la zone-limite

Les séries stratigraphiques sont bien connues dans la Province de Murcie (98) et dans la région de Velez Rubio (97). Une contradiction subsiste néanmoins (86, 105) entre ces deux ensembles de données : pour l'école hollandaise d'Amsterdam, le post-nappe de la zone-limite débiterait au Miocène inférieur alors que nous le faisons débiter à l'Eocène supérieur.

a) TRANSVERSALE DE LA SIERRA DE ESPUÑA.

On relève, de bas en haut :

- 1° des conglomérats polygéniques à quartz éolisés, base de la transgression post-nappe, à *Chapmanina* sp. : extrême sommet du Lutétien - base de l'Eocène supérieur ;
- 2° des calcaires organo-détritiques à *Nummulites fabianii* et *N. chavannesi* : Eocène supérieur ;

- 3° des conglomérats calcaires de puissance variable, surmontés de calcaires construits à *Grzybowskia* sp. : Eocène supérieur-Oligocène inférieur (?) ;
- 4° des marnes grises et des calcaires gris suivis de marnes ocres à *Almaena* cf. *epistominoïdes* et *Al.* cf. *abrardi* : Oligocène inférieur ;
- 5° des marnes brun-clair puissantes à *Almaena escornebovensis* et *Al. hieroglyphica* var. *bartensteini* : Oligocène supérieur ;
- 6° des marnes rouges avec conglomérat irrégulier à la base, sans *Almaena*, à *Globigerina venezuelana*, *G.* cf. *ciperoensis*, *G. angusticarinata*, *Globigerinoides* gr. *trilobus* et *Globoquadrina* sp. : "Aquitainien" ;
- 7° des marnes vertes et des grès bruns, avec un niveau repère de silicites à la base, à Globigérines : Miocène inférieur franc (Burdigalien).

b) TRANSVERSALE DE VELEZ RUBIO.

Des grès à Opereulines et des marnes brun-rouge à *Almaena* (liés à l'"unité de la Salud") dans la zone de Xiquena et leur équivalent (formation de Ciudad Granada) dans la zone de Velez Rubio, représenteraient une couverture anté-nappes d'unités malagaises. Sur le plan des faciès, nous associons ces formations à notre Oligocène supérieur (a 5°).

Dans la zone de Velez, la formation de la Fuente, considérée, elle, comme le premier post-nappe par Mac Gillavry et al. (97), est constituée de marnes gris-verdâtre à Globigérines avec des niveaux siliceux à Radiolaires. Elle serait l'équivalent exact du Burdigalien (a 7°).

L'apparition des débris provenant de l'érosion des différentes nappes internes, concorde, à quelque nuance près, dans les deux zones d'étude précédentes.

Dans la zone située au N de la Sierra de Espuña, les débris apparaissent suivant la chronologie suivante :

- Eocène supérieur-Oligocène inférieur : débris de niveaux secondaires et tertiaires des Malaguides, élément tectonique supérieur des zones internes bétiques ;
- Oligocène inférieur à supérieur : débris essentiellement argileux et quartzeux ;
- "Aquitainien" : débris de Paléozoïque non métamorphique, de Secondaire et de Tertiaire des Malaguides ainsi que quelques débris phylliteux de type alpujarride, élément tectonique plus profond que les Malaguides ;
- Burdigalien : débris de niveaux métamorphiques alpujarrides.

2) Inventaire des données

Nous effectuerons cet inventaire d'E en W.

a) TRANSVERSALE DE LA SIERRA DE ESPUÑA.

La zone-limite constitue un sillon cicatrisant le contact Internides-Externides. En ce point des

Cordillères bétiques n'émerge aucun contact tectonique à rapporter à une phase récente. Le déplacement relatif de la zone-limite vers le N est néanmoins certain, étant donné le charriage du Subbétique qui lui est directement lié au N. Un cisaillement profond se prolongeant sous la partie N des zones internes est probable.

b) RÉGION DE LA FUENTE SANTA A L'E DE VELEZ RUBIO.

F. Fernex et al. (73) affirment le dépôt d'Oligocène supérieur (couches sans Nummulites avec les deux types de Lépidocyclines, *Miogypsinoides complanata* et *Miogypsina sp.*) en transgression sur des structures tangentielles. T. Geel (83) nie cette transgression.

De fait, dans le contexte général de la zone-limite, ces deux opinions seraient conciliables. L'observation d'une transgressivité de l'Oligocène supérieur sur des structures anciennes (fini-lutéliennes) est compatible avec celle d'un écaillage post-oligocène supérieur, vraisemblablement contemporain de la phase récente de serrage du Miocène inférieur.

c) RÉGION DE VELEZ RUBIO (de Xiquena à Chirivel) (97).

La distinction entre séries anté-miocène inférieur ("Ciudad Granada formation") et série miocène inférieur ("Fuente Formation") est maintenue par l'École hollandaise.

D'après nos observations, il semble que le problème des relations entre zones internes et zones externes sur cette transversale est beaucoup plus complexe et nécessitera une comparaison aussi bien avec la zone de la Sierra Arana plus à l'W qu'avec celle de la Sierra de Espuña plus à l'E.

d) SIERRA ARANA (N DE LA SIERRA NEVADA).

La zone-limite n'existe plus en tant que sillon *post-nappe* non affecté par une tectonique tangentielle.

Au niveau de la Sierra Arana, en effet, ont été mises en évidence des émergences de plusieurs cisaillements importants, vraisemblablement d'âge miocène inférieur.

Au sein d'unités malaguides, d'unités rapportées à la Dorsale bétique et d'unités rapportées jusqu'à présent au Subbétique (9), ont été mis en évidence des faciès très proches de ceux rencontrés plus à l'E : Eocène supérieur conglomératique et chaotique transgressif sur des plis évidés, Oligocène supérieur revêtant, dans ces unités, des faciès de type flysch (argiles et grès bruns).

On peut avancer, à titre d'hypothèse de travail, que, sur la transversale de la Sierra Arana, un sillon fait de termes allant de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur soit l'équivalent de la zone-limite orientale. Ce sillon devait marquer la limite Externides-Internides sur cette transversale et recouvrir du N vers le S le Subbétique(?), la Dorsale bétique et les Malaguides.

3) Conclusions

La notion de zone-limite doit être limitée aux séries postérieures à la première phase de serrage des Cordillères bétiques (fin du Lutétien supérieur à l'instant présent) et antérieures à la seconde phase de serrage du Miocène inférieur. Il semble que cette zone-limite soit un sillon harmonique par rapport à la direction générale de la chaîne, à cheval sur des unités complexes et colmatant le contact entre les Internides et les Externides dès l'Eocène supérieur.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

* Les ouvrages signalés par un astérisque comportent une importante bibliographie.

- 1) ALDAYA F. (1966). — Sobre la estructura tectónica del extremo occidental de Sierra Arana y sectores adyacentes (Cordilleras béticas, provincia de Granada). *Acta geol. hisp.*, t. I (5), p. 5-8.
- 2) AZÉMA J. (1960). — Etude géologique des abords de Malaga (Espagne). *Est. géol.*, XVII, p. 131-160, 29 fig., 1 carte. Madrid.
- 3) AZÉMA J. (1965). — Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les Provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 4020-4023.
- 4) AZÉMA J., CHAMPETIER Y., FOUCAULT A., FOURCADE E., PAQUET J. (1970). — Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques. Essai de coordination. I. *Coloquio de Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de España*, Vitoria, Oct. 1970, *Cuadernos geológicos* (sous presse).
- 5) * BICKER R.E. (1966). — Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas des Almanzora, South-Eastern Spain. Thèse, Amsterdam, 124 p.

- 6) BLUMENTHAL M. (1927). — Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Süd-West Andalousien. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XX, n° 4, p. 487-532, 1 pl., 1 fig.
- 7) BLUMENTHAL M. (1931). — Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes. *B.S.G.F.*, (5), t. I, p. 23.
- 8) BLUMENTHAL M. (1935). — Allure de la tectonique et définition du "double pli Gaditan" (Andalousie). *B.S.G.F.*, (5), t. V, p. 659-686.
- 9) BLUMENTHAL M. et FALLOT P. (1935). — Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, n° 1.
- 10) * BOULIN J. (1968). — Études géologiques dans les zones internes des Cordillères bétiques de Malaga à Motril (Espagne méridionale). *Thèse Fac. Sc.*, Paris, 480 p. ronéotypées, 78 fig., XVII pl., 1 carte.
- 11) BOUMA A. (1962). — Sedimentology of some flysch deposits. 1 vol. 168 p., 31 fig., 9 pl., 3 pl. h-t., 27 tab. Elsevier, Amsterdam-New-York.
- 12) BOURCART J. (1960-1962). — La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *Livre. mém. Prof. P. Fallot*, mém. h-sér. *Soc. géol. France*, t. 1, p. 104-116.
- 13) BOURGOIS J. (1970). — Etude géologique du corridor de Boyar et de ses abords (Andalousie). *Thèse 3^{me} cycle*, Paris.
- 14) BOURROUILH R. (1962). — Le problème de Minorque. *Dilp. Et. Sup.*, 2^{me} quest., Paris.
- 15) BOURROUILH R. (1962). — Note préliminaire sur la tectonique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne). *C.R. somm. S.G.F.*, n° 10, p. 325-326, 1 fig.
- 16) BOURROUILH R. et MOULLADE M. (1963). — Etude stratigraphique et micropaléontologique d'une série jurassique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), t. V, p. 375-382, 2 fig., 1 pl.
- 16 bis) BOURROUILH R. (1964). — Données nouvelles sur l'évolution morphologique de l'île de Minorque depuis le Pliocène supérieur. *C.R. Ac. Sc.*, t. 258, p. 980-983.
- 17) BOURROUILH R. (1966). — Remarques sur la tectonique anté-triasique à Minorque (Baléares, Espagne). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 391-393, 1 fig.
- 18) BOURROUILH R. (1967). — Le Dévonien de Minorque (Paléares, Espagne). Ses limites et sa place en Méditerranée occidentale. *Intern. Symp. on the Devonian System* (Calgary, Canada), t. II, p. 47-60, 1 tabl., 10 fig.
- 19) BOURROUILH R. et GEYSSANT Jeanine (1968). — Présence de *Simosphinctes* (*Ceratosphinctes*) *rachistrophus* (GEMM.), *Perisphinctidae*, *Idoceratinae* dans le Jurassique supérieur de l'Est de Majorque (Baléares). *C.R. somm. S.G.F.*, n° 3, p. 77-78, 1 fig.
- 20) BOURROUILH R. et COLOM G. (1968). — Sur l'âge du Miocène du Sud de Minorque. *C.R. somm. S.G.F.*, n° 5, p. 150-151, 1 tabl.
- 21) BOURROUILH R. (1970). — Découverte d'Oligo-Miocène inférieur continental à Minorque. Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. somm. S.G.F.* (sous presse).
- 22) BOURROUILH R. (1970). — Carte géologique de Minorque au 1/200.000 avec notice. *Inst. geol. y min. España*, Madrid. (En cours de publication).
- 23) BRINKMANN R. (1931). — Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. *Geol. d. West Med. Gebiete*, n° 6, p. 749-855, 7 tabl., 32 fig.
- 24) BRINKMANN R. et GALLWITZ H. (1933). — Der betische Aussenrand in Süd-Ost Spanien. *Geol. d. West. Med. Gebiete*, n° 10.
- 25) BROUWER H.A. (1926). — Zur Tektonik der betischen kordilleren. *Geol. Rundsch.*, XVII, p. 332-336.
- 26) BUSNARDO R. (1960-1962). — Regards sur la géologie de la Région de Jaen (Andalousie). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h-sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 189-198.
- 27) BUSNARDO R., CHAMPETIER Y., FOURCADE E. et MOULLADE M. (1968). — Etude stratigraphique des faciès à Orbitolinidés et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne). *Geobios, Fac. Sc. Lyon*, n° 1, p. 165-185, 2 fig., 3 tabl.
- 28) BUSNARDO R. et DURAND-DELGA M. (1960). — Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante). *B.S.G.F.*, (7), t. II, p. 278-287.
- 29) BUSNARDO R., LINARES A. et MOUTERDE R. (1969). — Trias fossilifère à faciès pélagique près de Alhama de Granada (Andalousie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 268, p. 1364-1367.
- 30) CHAMPETIER Y. (1966). — Sur un type particulier d'extrusion: le relief dolomitique du Montnegre (Province d'Alicante, Espagne). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 52-53.
- 31) CHAMPETIER Y. (1967). — Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Pontanells (Provincia de Valencia). *Notas y Com. Inst. geol. y min. de España*, n° 99-100, p. 135-176.
- 32) CHAUVE P. (1960-1962). — Structure géologique de la région centrale de la Province de Cadix (Espagne). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h-sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 257-264.
- 33) * CHAUVE P. (1968). — Etude géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne). *Mem. Inst. geol. y min. España*, t. LXIX, 377 p., 18 pl., 2 dépliants, dont 1 carte.
- 34) CHAUVE P. (1969a). — Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Sierra de Grazalema. *Bol. Inst. geol. y min. España*, 83, p. 218-230.
- 35) CHAUVE P. (1969b). — Observations à la note de Y. Peyre. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 47-48.
- 36) CHAUVE P., DIDON J. et PEYRE Y. (1968). — Le Crétacé inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda Torcal), Cordillères bétiques, Espagne. *B.S.G.F.*, (7) t. X, p. 56-64.

- 37) CHAUVE P. et HOPPE P. (1962). — Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le corridor de Boyar. *B.S.G.F.*, (7), t. IV, p. 303-310.
- 38) COLOM G. (1947). — Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lias superior al Cenomanense-Turonense. *C.S.I.C.*, Madrid, 147 p., 28 pl.
- 39) COLOM G., ESCANDELL B. (1960-1962). — L'évolution du géosynclinal baléaire. *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h.-sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 125-136, 15 fig.
- 40) COLOM G., MAGNÉ J. et RANGHEARD Y. (1970). — Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle. *C.R. Ac. Sc.*, t. 270, p. 1438-1440.
- 41) COLOM G., OLIVEROS J.M., ESCANDELL B. (1960). — Temas geológicos de Mallorca. *Mem. Inst. geol y min de España*, t. LXI, 407 p., nombreuses fig.
- 42) DARDER-PERICAS B. (1925). — La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *B.S.G.F.*, (4), t. XXXV, p. 245-278, 18 fig.
- 43) DARDER-PERICAS B. (1945). — Estudio geológico del sur de la Provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. *Bol. inst. geol. y min. España*, t. LVII, n° 1-2, 775 p.
- 44) DIDON J. (1960). — Le Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras (prov. de Cadix, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), t. II, p. 352-361.
- 45) DIDON J. (1960-1962). — Les unités ultra-bétiques de la zone du Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 265-272.
- 46) DIDON J. (1967). — L'unité parautochtone d'Almarchal dans la Zone du Flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *C.R. somm. S. G. F.*, p. 201.
- 47) * DIDON J. (1969). — Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Thèse Fac. Sc. Paris*, 539 p. ronéotypées, 124 fig., 3 pl., 1 carte.
- 48) DIDON J. et DURAND-DELGA M. (1959). — Existence d'un flysch marno-gréseux du Tithonique-Néocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2779-2781.
- 49) DIDON J. et PEYRE Y. (1964). — Sur deux dispositifs remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest du méridien de Malaga (Andalousie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 1988-1991.
- 50) DUPUY DE LÔME E. (1955-1961). — Memorias y Hojas geológicas a escala 1/50 000, Caudete n° 819, Almansa n° 793, Navarrés n° 769, Ontur n° 844. *Inst. geol. y min. de España*.
- 51) DURAND-DELGA M. (1960). — Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques. *B.S.G.F.*, (7), t. II, p. 263-266.
- 51 bis) DURAND-DELGA M. (1964). — Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale (résumé). *Geol. Rund.*, 53-2, p. 534-535.
- 52) DURAND-DELGA M. (1966). — Titres et travaux scientifiques, *Paris, Impr. Priestet*, 43 p., 6 fig.
- 53) DURAND-DELGA M. (1968). — Coup d'œil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 266, p. 90-193.
- 54) DURAND-DELGA M. et FOUCAULT A. (1967). — La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), t. IX, p. 723-728.
- 54 bis) DURAND-DELGA M. et FOUCAULT A. (1968). — Un élément de la Dorsale bétique : le Jabalcón (prov. de Grenade, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), X, p. 65-74.
- 55) DURAND-DELGA M., HOTTINGER L., MARCAIS J., MATTAUER M., MILLARD Y. et SUTER G. (1960-1962). — Données actuelles sur la structure du Rif. *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h.-sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 399-422.
- 56) DURAND-DELGA M. et KORNPROBST J. (1963). — Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc). *B.S.G.F.*, (7), t. V, p. 1049-1057.
- 57) DURAND-DELGA M. et MATTAUER M. (1959a). — Existence, dans le Rif (Maroc), d'une nappe supérieure à matériel "numidien" (nappe du J. Sougna). *C.R. somm. S. G. F.*, p. 225-226.
- 58) DURAND-DELGA M. et MATTAUER M. (1959b). — Les unités structurales internes de la "zone marnoschisteuse" du Rif septentrional. *C.R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2364-2366.
- 59) * DÜRR S. (1967). — Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). *Geol. rom.*, VI, p. 1-73.
- 60) DÜRR S., HOEPPENER R., HOPPE P. et KOCKEL F. (1960-1962). — Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 209-227.
- 61) DÜRR S., HOEPPENER R., HOPPE P. et KOCKEL F. (1961). — Die geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Spanien). *Geol. Rund.*, 51, p. 239-249.
- 62) EGELER C.G. et DE BOOY T. (1960-1962). — Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Malaga dans le Sud-Est des Cordillères bétiques, avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Malaga et Subbétique. *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 155-162.
- 63) * EGELER C.G., et SIMON O.J. (1969). — Sur la tectonique de la Zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Neder. Ak. Wetensch. Nat.*, XXV, n° 3, 90 p.
- 64) FALLOT P. (1914). — Sur la tectonique de la Sierra de Majorque (Baléares). *C.R. Ac. Sc.*, t. 158, p. 645.
- 65) FALLOT P. (1922). — Etude géologique de la Sierra de Majorque. Thèse Paris et Liège, 480 p.

- 66) FALLOT P. (1923). — Le problème de l'île de Minor que. *B.S.G.F.* (4), t. XXIII, p. 3-44, 7 fig., 4 pl.
- 67) * FALLOT P. (1948). — Les Cordillères bétiques. *Est. Geol.*, n° 8, p. 83-172.
- 68) FALLOT P. (1959). — Dernier coup d'œil sur la Méditerranée occidentale. Leçons 1959-60, 493 p. ronéotypées, nombreuses fig.
- 69) FALLOT P. et JEREMINE E. (1932). — Remarque sur une variété nouvelle de Jumillite et sur l'extension des laves de ce groupe. *C.R. Congr. Soc. Sav.*, Paris, sect. Sc., p. 109-121.
- 70) FALLOT P. et SOLE SABARIS L. (1956). — Sur la Géologie du Jabalcón (Prov. de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 1930-1933.
- 71) FALLOT P., SOLE-SABARIS L. (1957). — Observaciones geológicas sobre el Jabalcón (Prov. de Granada). *Mem. y Com. Inst. geol. prov.*, Barcelone, t. 16, p. 7-18.
- 72) * FERNEX F. (1968). — Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux (transversale de La Paca - Lorca - Aguilas) (Cordillères bétiques, Espagne méridionale). *Thèse Fac. Sc.*, Paris, 983 p. ronéotypées.
- 73) FERNEX F., LORENZ M. et MAGNÉ J. (1965). — A propos de l'âge de mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 933-936.
- 74) FONTBOITE J.M. et GARCIA-DUEÑAS V. (1968). — Essai de systématisation des unités subbétiques alloctones dans le tiers central des chaînes bétiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 266, p. 186-189.
- 75) FOUCAULT A. (1960). — Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 2038-2040.
- 76) FOUCAULT A. (1960). — Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenade, Espagne). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h.-sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 175-181.
- 77) FOUCAULT A. (1966). — Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale). *B.S.G.F.*, (7), t. VII, p. 527-536.
- 78) FOUCAULT A. et PAQUET J. (1970). — La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Province de Grenade, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 271, p. 16-19.
- 79) FOURCADE E. (1967). — Données nouvelles sur le Crétacé inférieur du Nord-Est de la Cordillère bétique (Espagne). *Accad. Naz. Lincei rend. clas. Sc. Fis., Mat. et Nat.*, fasc. 6, ser. VIII, vol. XXII, p. 842-851.
- 80) * FOURCADE E. (1970). — Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (SE de l'Espagne). *Thèse Fac. Sc.*, Paris, 427 p. ronéotypées, 37 pl., 1 carte.
- 81) * GARCIA-DUEÑAS V. (1967). — Geología de la Zona Subbética al N de Granada. *Thèse Fac. Sc.*, Granada.
- 82) GARCIA-DUEÑAS V. (1969a). — Les unités alloctones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères bétiques, Espagne). *Rev. Geogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XI, fasc. 2, p. 211-222.
- 82 bis) GARCIA-DUEÑAS V. (1969b). — Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la Depresion de Granada (zona subbética). *Acta geol. hisp.*, n° 1, p. 9-13.
- 83) GEEL T. (1967). — The relation between the Betic of Malaga and some post-eocene formations in the area near la Fuensanta - La Parroquia (Province de Murcia, Spain). *Geol. en Mijn.*, vol. 46, p. 400-405.
- 84) GLANGEAUD L. (1966). — Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale, d'après les données de Géoméde I. *C.R. Ac. Sc.*, t. 262, série D, p. 2405-2408.
- 85) GLANGEAUD L. et OLIVE Ph. (1970). — Structures mégamétriques de la Méditerranée. Evolution de la Mésogée de Gibraltar à l'Italie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 271, série D, p. 1161-1166.
- 86) HERMES J.J. et KURHRY B. (1969). — Remarks on the age of emplacement of the Betic of Malaga in the Sierra Espuna, Spain. *Geol. en Mijn.*, vol. 48, (1), p. 72-74.
- 87) HERMITE H. (1879). — Etudes géologiques sur les îles Baléares, 1^{re} partie: Majorque et Minorque. Paris, F. Savy, 357 p., 60 fig., 5 pl.
- 88) HOEPFENER R., HOPPE P., DÜRR St. und MOLLAT H. (1964). — Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geol. en Mijn.*, 43, n° 7, p. 282-298.
- 89) HOEPFENER R., HOPPE P., MOLLAT H., MUCHOW S., DÜRR St., et KOCKEL F. (1964). — Über den Westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtorogen. *Geol. Rund.*, 53, 1, p. 269-296.
- 90) HOLLISTER J.S. (1934). — Die Stellung der Balearen in variscischen und alpinen Orogen. *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.*, III F, H. 10, p. 121-154, 17 fig., 5 pl.
- 91) * HOPPE P. (1968). — Stratigraphie und Tektonik der Berge am Grazalema (SW Spanien). *Geol. Jb.*, t. 86, p. 267-338.
- 92) * KOCKEL F. (1963). — Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien). *Geol. Jb.*, 81, p. 413-480.
- 93) KOCKEL F. et STOPPEL D. (1962). — Nuevas hallazgos de Conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Malaga (Sur de España). *Notas y Com. Inst. geol. y min. España*, 68, p. 133-170, 11 fig.
- 94) * LEINE L. (1965). — Rauhewackes in the Betic Cordilleras (Spain). *Thèse.* Amsterdam, 112 p.

- 95) * Livre "A la Mémoire du Professeur Paul Fallot". (1960-1962). — Diverses notes sur les Cordillères bétiques. Mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 125-272.
- 96) LOPEZ-GARRIDO A.C. (1969). — Primeros datos sobre la estratigrafía de la region de Chichlana de Segura-Rio Madera (Zona Prebetica, Provincia de Jaen). *Acta geol. hisp.*, t. IV, n° 4, p. 84. *Inst. Nac. de Geol., C.S.I.C., España*.
- 97) MAC GILLAVRY H.J., GEEL T., ROEP Th. B., SOEDIONO H. et HERMES J.J. (1963). — Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Velez Rubio (Southern Spain). *Geol. Rund.*, bd 53, p. 233-256.
- 98) MAGNÉ J. et PAQUET J. (1967). — Données nouvelles sur l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur de la zone séparant le Subbétique du Bétique de Malaga au N de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), IX, p. 225-234.
- 99) MAGNÉ J., PEYRE Y., DEL VALLE M. et VERA J.A. (1969). — La serie estratigrafica del Gallo Vilo (Prov. de Malaga, España). *Acta geol. hisp.*, IV, p. 67-71.
- 100) * MOLLAT H. (1965). — Die Geologie der Sierra Elanca und ihrer Umgebung. *Thèse*, Bonn, 75 p.
- 101) * NIJHUIS H.J. (1964). — Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, south of Lubrín (SE Spain). *Thèse Amsterdam* 151 p.
- 102) PAQUET J. (1963). — Subdivisions principales du Prébétique et du Subbétique au Sud-Est de Caravaca (Province de Murcie, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 458-460.
- 103) PAQUET J. (1966). — Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Malaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), t. VIII, p. 946-955.
- 104) * PAQUET J. (1969). — Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. géol. France*, N.S., t. XLVII, 1, 270 p., 1 dépliant, 8 pl., 1 carte.
- 105) PAQUET J. (1970). — Transgressivité de l'Eocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne). *Geol. en Mijn.*, vol. 49, (1), p. 61-64.
- 106) * PAVILLON M.J. (1969). — Analyses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portmán, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères bétiques. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. XI, fasc. 1, p. 77-100.
- 107) PERCONIG E. (1960-1962). — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 229-256.
- 108) PEYRE Y. (1960-1962). — Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga. *Livre mém. Prof. P. Fallot*, mém. h. sér. *Soc. géol. France*, t. I, p. 199-208.
- 108 bis) PEYRE Y. (1962). — El "Subbético con jurasico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeografica y tectonica de las Cordilleras beticas. *Notas y com. Inst. geol. y min. España*, n° 67, p. 133-144.
- 109) PEYRE Y. (1969a). — Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères bétiques au N de Malaga (Andalousie). *C. R. somm. S.G.F.*, p. 38-40.
- 110) PEYRE Y. (1969b). — Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques au Crétacé inférieur: la transversale de Malaga. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 45-47.
- 111) POLVÊCHE J. (1962). — Les extrusions de la région de Busot et le Problème de la limite entre Prébétique et Subbétique dans la région d'Alicante (Espagne). *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 2, vol. 5, fasc. 3, p. 203-210.
- 112) * RANGHEARD Y. (1969). — Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Thèse Fac. Sc. Besançon*, 478 p. ronéotypées, 111 fig., 10 tabl., 15 pl.
- 113) * RONDEEL H.E. (1965). — Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, Southern-Eastern Spain. *Thèse*, Amsterdam, 161 p.
- 114) * SIMON O.J. (1963). — Geological investigations in the Sierra de Almagro, Southern-Eastern Spain. *Thèse*, Amsterdam, 164 p.
- 115) * STAUB R. (1934). — Der Deckenbau Südspaniens in der Betischen Cordilleren. *Vierteljahr. Naturf. Ges. Zurich*, LXXIX, p. 271-332.
- 116) * VAN VEEN G.W. (1969). — Geological investigations in the region of Caravaca, Southern-Eastern Spain. *Thèse*, Amsterdam, 143 p.
- 117) * VERA J.A. (1969). — Estudio geologico de la zona subbetica en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Mem. Inst. geol. y min. España*, t. LXXII, 187 p.
- 118) * VOET H.W. (1967). — Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Còbdar, Southern-Eastern Spain. *Thèse*, Amsterdam, 122 p.
- 119) * VÖLK H.R. (1967). — Zur Geologie und Stratigraphie des Neogen beckens von Vera, Südost-Spanien. *Thèse*, Amsterdam, 160 p.
- 120) * ZECK H.P. (1968). — Anatectic origin and further petrogenesis of an almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite..., Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Thèse*, Amsterdam, 161 p.
- 121) X... (1960). — Prospeccion geologico geofisica de aguas subterraneas realizada en la Isla de Menorca para el Instituto Nacional de Colonizacion. *Rapport Geoprosco*, 33 p. ronéotypées, nombreuses fig., tabl. (analyses d'eau) et cartes. Madrid.

Glissements de terrain

Après une étude générale sur les glissements de terrain, leurs causes et leurs remèdes, des exemples particuliers, observés en France, en Algérie et en Sicile, seront donnés à titre d'illustration.

I. — LE GLISSEMENT DE TERRAIN, PHÉNOMÈNE PROFOND OU SUPERFICIEL INFLUENCE DE L'EAU

par A. BONTE (*)

Résumé. — Les conditions favorables aux glissements de terrain sont : la pente, la nature argileuse du matériau et surtout la présence d'eau. L'aspect morphologique et l'intensité du phénomène sont liés aux conditions d'introduction de l'eau : par le haut (pluies), latéralement (affleurement d'horizons aquifères) ou par le bas (fluctuations des nappes aquifères).

Summary. — The favourable conditions for landslides are : slope, clayey material and chiefly water presence. Morphological aspects and intensity of this phenomenon are connected with water-inlet modalities : from above (rains) ; sidewise (water-level outcrops) or from below (water-level fluctuations).

Les glissements de terrain, qui attirent périodiquement l'attention à l'occasion d'accidents spectaculaires, sont des phénomènes naturels, extrêmement fréquents qui se développent sous l'influence de la gravité. Ils se sont produits dès la formation des premiers dépôts sédimentaires, puis ils ont contribué, pour une part non négligeable, à la mise en place de reliefs parfois considérables au cours de la formation des chaînes de montagnes.

A l'heure actuelle, ils se manifestent sous deux aspects : glissements sous-aquatiques, notamment glissements sous-marins qui sont généralement ignorés en dépit de leur fréquence et de leur ampleur ; glissements aériens, extrêmement nombreux eux aussi, et qui affectent, à l'échelle du m comme à l'échelle du km, des matériaux aussi variés que des calcaires, des argiles ou des sables. Seuls, les glissements aériens feront l'objet de la présente note qui comportera successivement : le rappel de quelques définitions et des principaux types de glissements, les conditions favorables au glissement et

le mécanisme du phénomène, l'examen des remèdes envisagés pour éviter ou arrêter les glissements de terrain.

1) Définitions des principaux types.

Un glissement de terrain, au sens large, est le *déplacement généralement lent d'une masse plus ou moins considérable de matériaux variés, sous l'influence de la gravité, le plus souvent par l'intermédiaire de l'eau d'imprégnation.* De l'écoulement d'un pan de montagne au creep superficiel, tous les intermédiaires existent.

Ce déplacement, à partir d'un état apparemment stable, est provoqué par la recherche d'un nouvel état d'équilibre ; mais la stabilisation n'est jamais définitive en raison de la tendance générale à l'aplanissement. Beaucoup de glissements en action ne sont en fait que la réactivation d'anciens glissements provisoirement figés à la limite de la stabilité (voir p. 417).

On pourrait classer les glissements en deux grandes catégories :

(*) Faculté des Sciences de Lille. Géologie appliquée.

— les *glissements naturels* ou spontanés (au moins en apparence) affectant une surface topographique naturelle et les *glissements artificiels*, ou provoqués, conséquence de l'activité humaine : creusement de fouilles, application de charges nouvelles, modification du régime des eaux ; mais il est plus logique de les ordonner suivant leurs aspects morphologiques qui découlent des conditions topographiques (paroi verticale, versant ou sol horizontal) et qui se retrouvent dans les deux catégories précédentes.

a) EN PAROI VERTICALE.

Les roches dures (*), qui seules peuvent se tenir en falaise, subissent au voisinage des vallées des décompressions manifestées par des plans de fracture qui facilitent le débitage. Elles sont stables, en principe, mais, du fait du pendage et des diaclases, elles peuvent subir des déplacements : déplacements brusques et instantanés de tout un pan de falaise, ce sont les *écroulements* qui donnent naissance à des chaos de blocs ; déplacements brusques mais répétés dans le temps de blocs isolés, ce sont les *éboulements* qui engendrent des cônes ou des guirlandes d'éboulis.

Les mêmes roches dures reposant sur un substratum meuble disposé en talus, peuvent donner lieu à toute une série de formes caractéristiques : le débitage en dalles (plus grande longueur suivant l'horizontale) aboutit à des *tassements* sur place ou à des *traînages* sur la pente ; le débitage en piliers (plus grande dimension suivant la verticale) provoque au voisinage de la falaise des *poinçonnements* qui se continuent par des *talonnements* au fur et à mesure que la base du fût descend sur le talus qui se dérobo. Dalles et piliers s'enfoncent dans le substratum, plus ou moins ramolli par l'eau, et engendrent sur leur pourtour des bourrelets dus au *refoulement* de l'assise qui les supporte.

b) SUR VERSANT (cas général).

Les roches dures sont stables en principe ; mais, suivant l'orientation du pendage et des diaclases, et si la pente est suffisante, elles sont susceptibles de s'ébouler.

(*) La distinction roches dures - roches meubles est d'ordre géotechnique et correspond aux propriétés mécaniques normales : les *roches dures* ou roches incompressibles ont un comportement élastique ; les *roches meubles* ou roches déformables (cohérentes ou pulvérulentes) ont un comportement plastique.

Les roches meubles peuvent être stables sous certaines conditions ; mais, en général, la présence d'eau compromet cette stabilité. Dans cette catégorie, il s'agit essentiellement de roches sédimentaires, stratifiées, pour lesquelles l'isotropie n'existe pas en raison de leur mode de formation.

1° *En distribution continue* (série argileuse ou sableuse épaisse et homogène), le versant peut être stable si la teneur en eau est faible ; au contraire, si l'eau est abondante et régulièrement répartie, apparaissent des glissements élémentaires typiques (Tableau A, fig. 1).

2° *En distribution discontinue* (alternances roches dures - roches meubles ou roches perméables - roches imperméables), l'influence du pendage est déterminante : si le pendage est contraire à la pente, la stabilité est assurée ; si le pendage est conforme, on peut assister à des *glissements en grande masse* (décoiffements), qui s'accompagnent d'écroulements et d'éboulements dus à la dislocation de la masse en mouvement. Les surfaces de glissement sont liées à la répartition des horizons argileux et des horizons aquifères.

Il faut ici faire une place à part au *manteau superficiel* formé par la partie supérieure décomprimée et altérée du substratum, recouverte par les débris de toutes sortes provenant de l'amont ; c'est un matériau déconsolidé et aéré, soumis aux alternances gel-dégel et dessiccation-humidification, souvent riche en éléments argileux mais néanmoins perméable et, pour toutes ces raisons, très sensible à l'eau. Ce manteau superficiel, domaine d'élection de la solifluxion et du creep, est très sujet aux glissements qui peuvent y revêtir plusieurs aspects : glissement élémentaire (Tab. A, fig. 1a), glissement pelliculaire (Tab. A, fig. 6), coulée boueuse (Tab. A, fig. 3b).

c) EN SOL HORIZONTAL (par extension).

Qu'il s'agisse de roches dures ou de roches meubles, tout est stable en principe. Toutefois, des circonstances particulières peuvent causer des déformations qui s'apparentent aux glissements de terrain.

1° Des surcharges locales, telles que constructions, stockages (Marlière), remblais, provoquent : des *tassements*, qui sont parfois recherchés systématiquement, des *poinçonnements* avec bourrelets, qui rappellent les phénomènes observés avec les panneaux et piliers isolés en bordure de paroi verticale.

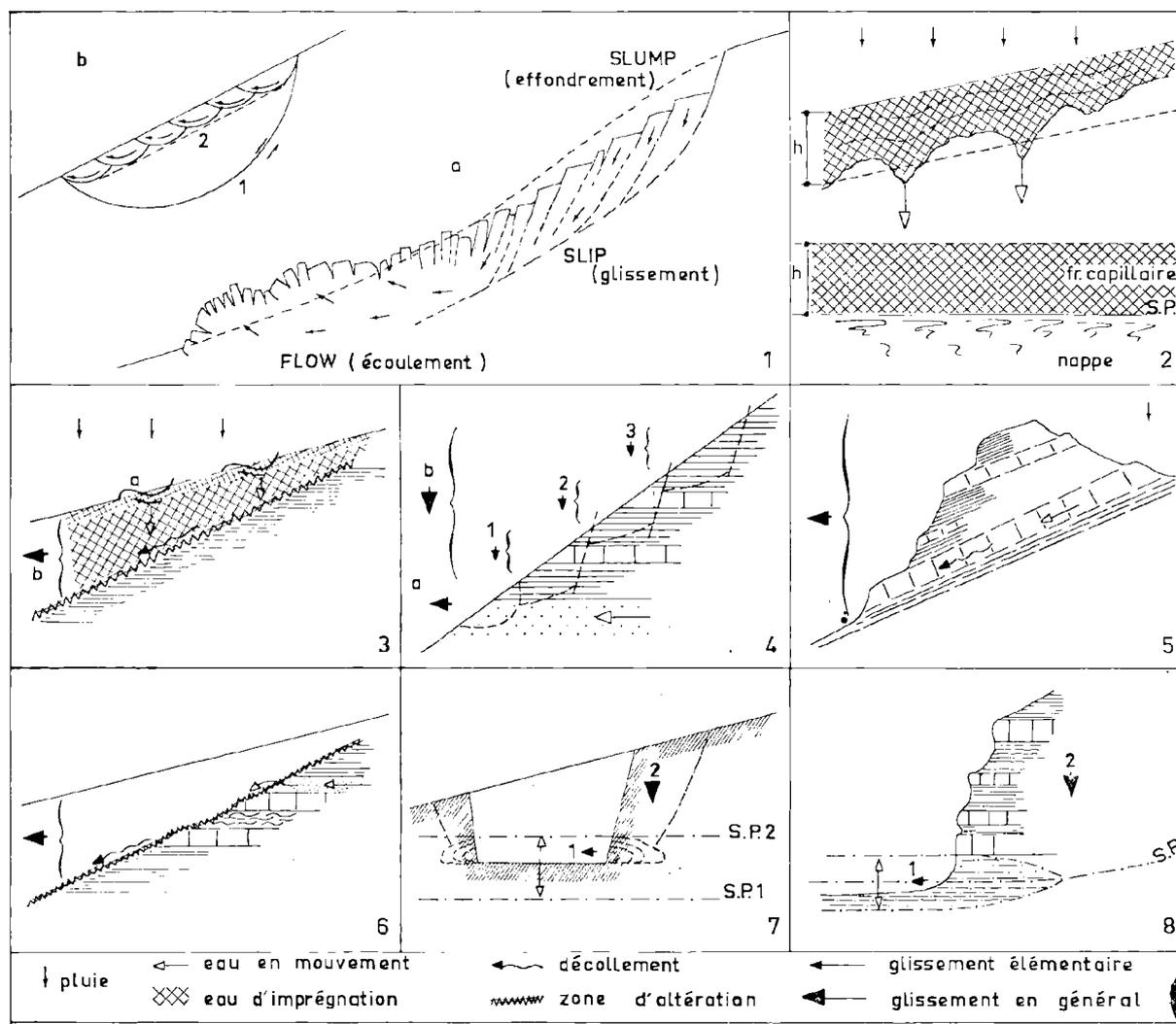


TABLEAU A

FIG. 1. — Morphologie du glissement élémentaire.

a, schéma du glissement élémentaire (d'après Sharpe, *in* Schultz and Cleaves, fig. 127) ; b, les deux conceptions du glissement : 1, mathématiciens ; 2, géologues.

FIG. 2. — La frange capillaire et la frange d'infiltration. S.P., surface piézométrique.

FIG. 3. — Imprégnation par le haut, manteau superficiel.

a, glissement élémentaire ; b, coulée boueuse.

FIG. 4. — Imprégnation latérale, couches horizontales.

a, entraînement à la base ; b, glissement généralisé ou en cascade (1, 2, 3,...).

FIG. 5. — Imprégnation latérale, couches conformes à la pente : glissement en grande masse.

FIG. 6. — Imprégnation latérale, manteau superficiel : glissement pelliculaire.

FIG. 7. — Imprégnation par le bas, remontée de la surface piézométrique : 1, sous-cavage ; 2, effondrement.

FIG. 8. — Imprégnation par le bas, oscillations dues à la marée : 1, sous-cavage ; 2, effondrement et tassement.

2° Des *tassements* importants ou des *effondrements* du sous-sol engendrent des dénivellations qui nous ramènent aux conditions précédentes (1 et 2). Effondrements et tassements peuvent être dus à des causes multiples dont il suffit de citer quelques exemples : 1. *excavations artificielles* (sapes de guerre, carrières souterraines, mines...); 2. *circulation souterraine*, naturelle ou artificielle, de l'eau avec entraînement de matériaux solubles (sel gemme, gypse, calcaire...), ou de matériaux meubles par soutirage (argile, sable...); 3. *abaissement du niveau piézométrique* par drainage ou pompage.

Cette dernière cause, lorsqu'elle s'exerce sur des régions étendues, produit des dénivellations moins importantes que les précédentes, qui sont, au contraire, plus localisées.

Cette classification des principaux types de glissement est forcément schématique, car les glissements réels sont souvent complexes et se rapportent à la fois à plusieurs types qui peuvent se succéder dans l'espace ou dans le temps. Ecoulements et éboulements renferment toujours des produits d'altération argileux, ils se disposent en talus et évoluent en glissements; un éboulement important à la surface d'un cône d'éboulis gorgé d'eau ou d'un ancien glissement peut déclencher une coulée boueuse; les effondrements de cavités souterraines provoquent, successivement ou simultanément suivant les points, des écoulements, des éboulements, des glissements, etc...

La définition générale du glissement de terrain s'appliquait à tous les déplacements de matériaux sous l'effet de la gravité. En fait, la majorité des glissements présente des caractères plus spécifiques que l'on peut formuler comme suit : le glissement de terrain, sensu stricto, est le *déplacement lent sur une pente d'une masse plus ou moins considérable de matériaux à tendance argileuse imprégnés d'eau*. Typiquement, il comporte à l'amont une *niche d'arrachement* et, à la partie frontale, une *loupe* plus ou moins disloquée (Tab. A, fig. 1a). C'est dans ce sens précis que sera envisagé maintenant le glissement de terrain.

2) Les conditions favorables aux glissements.

Trois éléments concourent à la formation des glissements : la pente, un matériau convenable et l'eau.

a) Une certaine PENTE est nécessaire, bien que celle-ci puisse être très faible : quelques degrés suffisent pour le déclenchement des coulées boueuses

et le creep se manifeste sur des pentes à peine sensibles.

A priori, on considère parfois la pente comme un élément essentiel. Effectivement, les grands glissements catastrophiques se manifestent surtout en montagne (Moret), où ils intéressent des masses considérables pouvant dépasser 300 millions de mètres cubes; cependant les régions de plaine, à faible relief, donnent lieu aussi à des glissements, peu spectaculaires certes, mais très nombreux, généralement ignorés, qui n'apparaissent qu'au cours de travaux, car ils sont à la limite de la stabilité, occasionnant des dégâts souvent importants.

La pente peut être artificielle, créée à l'occasion de travaux qui sont parfois temporaires; elle est alors supérieure à la pente naturelle, qu'il s'agisse de fouilles ou de remblais. Fouilles et remblais peuvent être circonscrits (carrières et dépôts) ou linéaires (routes, chemins de fer...). Comme les pentes naturelles, les pentes artificielles sont soumises à la tendance générale à l'aplanissement et d'autant plus qu'elles modifient plus profondément un équilibre préexistant.

b) Le MATÉRIAU CONVENABLE est caractérisé par la présence d'argile. Si la nature et la structure minéralogique de l'argile ont une influence sur l'intensité du phénomène, on peut dire néanmoins que tous les matériaux qui glissent le font par l'intermédiaire de l'argile qu'ils contiennent.

Une argile pure, compacte et massive est pratiquement stable car elle exclut l'influence du troisième élément, l'eau; par contre, sa partie superficielle, altérée et décomprimée, sera sensible aux glissements au même titre que le manteau superficiel dont elle représente le stade initial. Les argiles sableuses, surtout si les éléments sableux sont disposés en lits minces qui facilitent l'imprégnation par l'eau, sont le siège de glissements élémentaires typiques (fig. 1a). Enfin, certaines argiles d'origine glaciaire (Scandinavie, Canada) peuvent passer instantanément de l'état solide à l'état liquide (quick clays) donnant les coulées boueuses dont certaines dépassent le million de mètres cubes et sont capables de parcourir des distances considérables en charriant des blocs énormes et aussi des immeubles, des routes ou des ponts (Cambefort, Howe, Kerr).

c) L'EAU enfin est l'élément essentiel, car sans eau les glissements, sensu stricto, sont impossibles; elle intervient dans les talus naturels et a fortiori dans les talus artificiels qui entaillent la surface du sol (Pilot).

L'eau agit par sa présence : son action peut être physique en permettant le ramollissement ; elle peut être chimique en provoquant la défloculation des argiles (eaux séléniteuses, eaux résiduaires...). L'eau agit aussi par ses déplacements, provoquant une érosion superficielle ou souterraine et par la pression qu'elle exerce à l'intérieur des matériaux (pression interstitielle). Enfin, il est un point sur lequel il faudra revenir : les modalités d'introduction de l'eau dans les matériaux argileux.

Finalement, c'est la convergence des trois éléments précités qui réalise les conditions optimales. Il suffit alors de légères modifications pour déclencher un glissement ou réactiver un glissement temporairement stabilisé.

Déclenchement du glissement. — Ces modifications peuvent être *intrinsèques* et sont relatives aux variations de la teneur en eau, tributaire des fluctuations saisonnières de la pluviométrie et de la piézométrie. Des contrôles réguliers sur des glissements en cours ont montré des corrélations étroites entre les déplacements et la pluviométrie, la pluie intervenant directement ou par l'intermédiaire de la nappe qu'elle alimente.

On assiste à des phénomènes analogues dans les régions à sol gelé, au moment du réchauffement du printemps, qui provoque en même temps la fonte des neiges.

D'autres fluctuations, journalières celles-là, sont dues au va-et-vient incessant provoqué par les marées. Les glissements de falaises se manifestent dans les zones où un horizon sensible au ramollissement et à l'entraînement se situe dans la zone de battement.

A ces causes intrinsèques s'ajoutent des causes *extrinsèques* qui jouent en quelque sorte le rôle d'amorce. Ces causes peuvent être instantanées : secousse sismique, éboulement local, tir de mines, vibrations engendrées par des convois ou des engins de battage. Elles peuvent au contraire agir progressivement : en tête, surcharge par remblais ou surcharge hydraulique ; en pied, décharge par creusement ou par enlèvement de remblais.

3) Le mécanisme du glissement.

Avant d'envisager le mécanisme lui-même, il est opportun de rappeler qu'il existe deux interprétations opposées du phénomène et de rechercher les raisons de cette opposition.

a) Les deux conceptions relatives au mécanisme du glissement ont été très justement rappelées par Cambefort.

— D'une part, les mathématiciens, suivis généralement par les géotechniciens, considèrent que le glissement de terrain résulte d'un cisaillement généralisé suivant une surface cylindrique dont la génératrice est parallèle aux courbes de niveau ; la directrice de cette surface a d'abord été assimilée à un cercle (cercle de glissement), puis à une ellipse, à une cycloïde ou à une spirale logarithmique. Le glissement de terrain correspond dans leur esprit à un phénomène relativement profond (Tabl. A, fig. 1b¹).

En fait, ce sont des ingénieurs (géotechniciens avant la lettre) qui ont d'abord observé les glissements à l'occasion de leurs travaux. Malheureusement, les mathématiciens ont négligé de prendre contact avec le terrain pour tenter d'en saisir la nature et ils se sont lancés dans de belles théories qui n'expliquent rien et dont les résultats sont souvent plus éloignés de la réalité que ceux auxquels conduit l'intuition de l'ingénieur fondée sur une longue expérience.

— D'autre part, les géologues, naturalistes donc observateurs, après avoir analysé la nature et la structure du sous-sol dans les zones affectées par les glissements, sont arrivés à une conclusion diamétralement opposée : pour eux, les glissements de terrain sont, en général, un phénomène superficiel résultant du déplacement désordonné de masses plus ou moins considérables le long d'une surface sensiblement plane (Tabl. A, fig. 1b²).

b) Les raisons de cette opposition dans les conceptions relatives à un même phénomène sont de deux ordres : historique et méthodologique.

— Historiquement, la technique, comme cela arrive souvent, est venue avant l'analyse scientifique. L'ingénieur-constructeur ayant constaté les glissements qui gênaient ses travaux, a cherché une explication scientifique pour lutter contre le phénomène et calculer les conditions de stabilité. Pour ce faire, il ne pouvait, en raison de sa formation, que recourir aux mathématiques.

Les techniciens s'intéressaient certes à la nature du sol affecté par le glissement mais en ne considérant que son aspect physique et mécanique sans tenir compte suffisamment de l'environnement. Parmi les premières analyses de glissement, figurent les travaux de Collin (1846) qui admettait bien le cercle de glissement élémentaire, mais qui considérait néanmoins la surface de glissement comme l'enveloppe de cercles élémentaires, se rapprochant ainsi du glissement plan. Par la suite, les mathé-

maticiens sont entrés dans la course, négligeant de plus en plus l'aspect réel du phénomène pour ne s'intéresser qu'à l'aspect théorique correspondant à un matériau imaginaire.

La géologie n'est venue qu'après coup (pratiquement après 1900) et par d'autres voies. En effet, techniciens et géologues, qui se sont longtemps ignorés, ne s'intéressaient pas exactement au même phénomène. L'ingénieur devait s'occuper généralement de glissements artificiels *provoqués* par ses travaux qui imposaient au sol de nouvelles contraintes : surcharges ou décharges localisées ; et il se trouvait de ce fait dans des conditions plus proches des conditions théoriques. D'où une certaine satisfaction de pouvoir régler ses problèmes par la voie mathématique. Le géologue, au contraire, comme le géographe, étudiait surtout les glissements naturels ou *spontanés*, en dehors de toute intervention humaine et pour lesquels l'eau, modifiant les caractéristiques mécaniques du sous-sol, provoquait des déplacements désordonnés.

Les relations de la Géologie et de l'Art de l'ingénieur ne datent que d'un passé récent. La collaboration entre les deux disciplines a déjà apporté des solutions à de nombreux problèmes et elle aboutira certainement, dans le domaine des glissements de terrain, à une meilleure compréhension du phénomène.

— L'opposition des deux conceptions provient des objectifs et des méthodes de travail propres à chaque discipline. Le géologue, en particulier le cartographe, habitué à raisonner dans l'espace et dans le temps, considère le glissement dans ses rapports avec la nature du sous-sol dont il cherche à préciser la distribution spatiale. Le glissement, caractéristique de certains sols, n'est pour lui qu'un indice ajouté aux autres, jusqu'au jour où le technicien l'invite à s'intéresser à son mécanisme. Le mathématicien analyse surtout la forme extérieure pour en déduire la forme profonde en se basant sur des caractéristiques mécaniques qu'il considère, faute de pouvoir faire autrement, comme constantes. Son but est de définir une courbe. L'un et l'autre, à partir de leurs études, essaient d'établir des conditions de stabilité ; mais celles-ci " défont en général l'analyse théorique " (Terzaghi et Peck, p. 185).

Le géologue procède le plus souvent par intuition, à partir d'éléments impondérables qu'il intègre sans le savoir, cherchant à appréhender l'aspect *qualitatif* du phénomène. C'est d'ailleurs ce que fait souvent l'ingénieur praticien, si on en croit

E. Freyssinet, qui écrivait : « Il n'existe pour moi que deux sources d'information : la perception directe des faits et l'intuition en laquelle je vois l'expression et le résumé de toutes les expériences accumulées dans le subconscient des êtres depuis l'origine ».

Le *mathématicien*, par des méthodes rigoureuses, espère arriver à des résultats *quantitatifs*, mais, pour cela, il est obligé de faire des hypothèses simplificatrices qui sont sujettes à caution ; et il en est bien conscient.

1° Il considère que le matériau en cause est homogène et isotrope. Or, ce matériau théorique n'existe pratiquement pas. En particulier, les roches sédimentaires — les seules qui soient susceptibles de glisser — sont toujours anisotropes et leur anisotropie est accentuée par la répartition de l'eau. Exceptionnellement, on pourrait considérer comme à peu près isotropes certaines formations argilo-sableuses récentes et le manteau superficiel malgré son hétérogénéité.

A cette anisotropie fondamentale, s'ajoutent les discontinuités pétrographiques ou structurales qui favorisent les décollements.

2° Partant des conditions aux limites, cisaillement amont et cisaillement aval, le théoricien est amené à relier ces deux éléments par une courbe continue. En fait, si le cisaillement amont semble exister, il n'y a pas de cisaillement aval ; à la partie inférieure de la zone glissée, on constate simplement un gonflement plus ou moins accusé.

3° Dans les analyses prévisionnelles, le mécanicien s'appuie sur des caractéristiques physiques et mécaniques déterminées par des essais en laboratoire. Ces essais, qui sont ponctuels et effectués sur des échantillons que l'on suppose avoir été correctement prélevés, aboutissent fréquemment à des résultats très dispersés. A côté des caractéristiques couramment utilisées, telles que cohésion et angle de frottement interne, qui peuvent varier dans l'espace et dans le temps, il y aurait bien d'autres paramètres à faire intervenir. En particulier en ce qui concerne l'eau, on envisage certes son rôle (présence, composition chimique, pression interstitielle...), mais on ignore trop souvent l'importance de ses fluctuations dans le temps.

Pratiquement, les résultats quantitatifs sont illusoire, ainsi que le démontrent : d'une part, les dégradations importantes qui surviennent malgré des conclusions optimistes ; d'autre part, la stabilité permanente de talus considérés comme dangereux. Comme l'écrivait E. Freyssinet, on ne retrouve jamais, à la fin d'un calcul, que ce qu'on y a mis à l'origine (voir aussi Cambefort, p. 10), et quand le résultat d'un calcul se trouve en contradiction avec l'expérience du praticien, c'est toujours le calcul qui a tort. En fait, la réalité est toujours beaucoup plus complexe qu'on peut l'imaginer, ce qui n'empêche qu'il faut essayer de la cerner de plus près.

c) LA RÉALITÉ.

— *Constatations.*

Théoriquement, tous les intermédiaires existent entre le glissement circulaire (qui n'est jamais, au plus, que la partie amont d'un ensemble glissé) et la coulée boueuse, transport de façon désordonnée d'éléments de toutes sortes et de toutes tailles dans une matrice gorgée d'eau à comportement thixotropique.

Comme exemples de glissement circulaire (partie amont), on pourrait citer : 1) la rotation sur place d'un pan de falaise sur un substratum qui se dérobe ; 2) le cisaillement d'un talus sous une charge concentrée ; 3) le poinçonnement d'un sol de fondation sous une charge trop élevée. Quant à la partie aval du glissement, elle a une forme variable suivant que l'eau intéresse ou non la masse glissée : d'abord soulevée par la poussée amont, elle se stabilise sous l'aspect de blocs disjoints ou d'une masse boueuse ; celle-ci peut s'affaisser sur place ou s'étaler sur la pente en enroulant, devant ou sous elle, le tapis végétal qui se dilacère sur les côtés et en avant de la loupe frontale.

De l'aveu même des géotechniciens, il n'y a pas de courbe de glissement, ou tout au moins pas de courbe unique ; en tout cas, ce n'est pas un cercle.

A Sainte-Adresse, où l'on avait observé une surface de glissement, on s'attendait "à constater une surface courbe classique", mais après dégagement, la surface miroir, avec stries, était sensiblement plane sur 60 m de longueur (Buisson, p. 1140).

Dans la description des glissements réels, la plupart des auteurs (notamment Záruba and Mencl) sont unanimes pour donner généralement à la zone perturbée une longueur hors de proportion avec son épaisseur, ce que confirment les rares glissements analysés à l'aide de sondages ; et lorsque l'un ou l'autre éprouve le besoin de tracer un cercle de glissement, il le qualifie de probable ou d'hypothétique. J. Florentin (p. 14) va plus loin en remarquant : « Même si, théoriquement, les glissements se faisaient suivant des cercles, le ramollissement superficiel empêcherait qu'il en soit ainsi... ».

Certains géotechniciens, constatant simplement en tête une fissure ouverte, contestent même le cisaillement qui ne serait qu'apparent (Frontard in Florentin, p. 20 ; Terzaghi et Peck, p. 186).

Ceci semblerait impliquer une traction et, par conséquent, un déplacement parallèle à la pente.

Enfin, il faut citer une opinion qui a le mérite d'être impartiale, car elle émane d'un géologue qui est à la fois un éminent mathématicien. Dans la description générale du phénomène de glissement, J. Goguel (1937, p. 50) distingue à la partie supérieure "une surface de glissement inclinée de 60° ou plus, et en général très visible... cette surface de glissement, dont la forme rappelle la courbe limite théorique d'équilibre d'un massif argileux... s'incurve rapidement et devient, en profondeur, presque parallèle à la surface du sol".

Il semble donc que les géotechniciens et les géologues soient sensiblement du même avis ; mais les premiers, qui sont obligés de justifier par des calculs leurs travaux de construction ou de réfection, s'assurent une couverture théorique à laquelle ils ne croient pas trop (Cambefort, p. 10).

— *Les modalités d'imprégnation par l'eau.*

Parmi les trois conditions énumérées précédemment : la pente n'a qu'une importance secondaire, car les glissements sont possibles en terrain horizontal ; la nature du matériau exerce son influence par la proportion d'argile et surtout par la qualité de cette argile ; par contre, l'eau, par son action mécanique, physique ou chimique, constitue l'élément essentiel sur lequel il est bon d'insister.

Quand on parle de l'action de l'eau, on se borne généralement à signaler sa présence, parfois sa composition chimique, plus rarement les modalités de la circulation dans le sol. Il conviendrait de distinguer les différentes possibilités d'imprégnation par l'eau, suivant les circuits hydrogéologiques. Les conditions de stabilité seront en effet très différentes suivant que l'eau arrivera verticalement (soit par le haut, soit par le bas) ou latéralement. Cette distinction est arbitraire, car les circulations naturelles sont complexes et variables, mais elle est nécessaire pour essayer de mieux comprendre le mode d'action de l'eau.

Remarque préliminaire.

L'eau souterraine est alimentée par les eaux pluviales, mais une fraction seulement de cette pluie atteint la nappe aquifère en un point donné ; le reste ruisselle ou retourne à l'atmosphère par évapotranspiration. Cette fraction efficace est variable et dépend de la perméabilité qui conditionne la vitesse d'infiltration, d'où la distinction conventionnelle entre roches perméables et roches imperméables.

Dans les roches *perméables*, qui constituent le réservoir des nappes aquifères, la surface piézométrique est surmontée d'une frange capillaire dont la hauteur h est fonction de la granulométrie du matériau (Tabl. A, fig. 2). Lorsque l'eau s'infiltré dans un sol perméable, déjà humide naturellement, elle commence sous l'effet de la gravité et de la capillarité par l'imbiber progressivement à partir de la surface, mais sa destinée dépend de la quantité d'eau disponible.

1° Si la quantité d'eau est inférieure à la quantité nécessaire pour constituer l'équivalent de la frange capillaire, compte tenu de l'humidité naturelle du sol, elle ne peut poursuivre sa descente; elle reste suspendue grâce à sa *tension superficielle* et sera reprise ultérieurement par l'évaporation.

2° Si, au contraire, la quantité d'eau disponible (ajoutée éventuellement à celle qui provient de précipitations antérieures) est supérieure au minimum correspondant à la hauteur de la frange capillaire, l'excédent poursuit la progression vers le bas, par *gravité*, jusqu'à la première couche imperméable ou jusqu'à la nappe qui surmonte celle-ci (Tabl. A, fig. 2).

Le front d'infiltration est irrégulier en raison de la perméabilité différentielle du matériau et présente des festons plus ou moins accusés. C'est le long de ces festons que la hauteur critique h correspondant à l'épaisseur de la frange capillaire sera atteinte tout d'abord et c'est par eux que l'infiltration sera canalisée vers le bas. Ces festons draineront progressivement toute l'eau d'infiltration et c'est pourquoi ils ont été dénommés *trainées* ou *cheminées d'infiltration*.

Pour les roches dites *imperméables*, la hauteur h est très grande, ainsi que l'humidité naturelle; mais, de toute façon, la vitesse d'infiltration est tellement faible que la majeure partie des chutes de pluie est éliminée par le ruissellement.

On peut essayer maintenant de préciser les trois modes d'imprégnation par l'eau: par le haut, latéralement ou par le bas. Dans chaque cas, il faudrait envisager: la distribution des couches, continue (couche indéfinie) ou discontinue (alternances ou discontinuités stratigraphiques); la nature des matériaux (roches dures, sables ou argiles); la structure (couches horizontales ou inclinées); les relations de la structure avec la surface topographique (couches conformes ou contraires). Il suffira de choisir quelques cas types permettant de définir les grandes catégories de glissements.

1^{er} mode. — Imprégnation par le haut: alimentation directe par la pluie et le ruissellement (Tabl. A, fig. 3).

Le cas du manteau superficiel sur substratum imperméable est le plus courant. Dès que la limite de liquidité est atteinte dans une tranche d'une certaine épaisseur, celle-ci est le siège de *glissements élémentaires*; si la quantité d'eau infiltrée est suffisante pour imprégner le manteau sur toute son épaisseur, cette eau atteint à la base la zone

de discontinuité plus perméable et plus sensible. Le manteau superficiel, affecté en surface de *glissements élémentaires*, se déplace alors dans sa totalité et de façon désordonnée sur son substratum; il peut même se développer en coulée boueuse (Howe, Kerr).

2^{me} mode. — Imprégnation latérale: alimentation continue ou saisonnière par une couche perméable aquifère.

Lorsqu'on a affaire à des alternances de couches perméables et de couches imperméables:

— en série horizontale, l'affaissement d'une couche qui se dérobe, à la base d'un talus, entraîne toute la série dans un *glissement généralisé* ou en *cascade* (Tabl. A, fig. 4; Ward, p. 183), suivant la valeur de la pente;

— si le pendage est conforme à la pente, une couche ramollie constitue une surface privilégiée suivant laquelle tout un massif peut être entraîné vers l'aval (*glissement en grande masse*) (Tabl. A, fig. 5).

Dans le cas du manteau superficiel recouvrant un horizon aquifère, cas trop souvent ignoré, l'eau souterraine arrive au contact du manteau argileux par sa base, souvent plus sensible, qui devient la surface privilégiée et le manteau superficiel se décolle de son substratum (*glissement pelliculaire*) (Tabl. A, fig. 6).

Remarque: Dans tous les cas d'imprégnation latérale, la partie superficielle de la masse glissée peut présenter un aspect sec ainsi que l'avait noté K. Terzaghi (1950, p. 97).

3^{me} mode. — Imprégnation par le bas: oscillations de la surface piézométrique. La remontée saisonnière de la nappe se traduit, par exemple, par l'affleurement de la surface piézométrique dans les travaux; elle provoque alors par sous-cavage l'effondrement rapide de parois qui étaient auparavant restées stables durant plusieurs mois (Tabl. A, fig. 7).

En bordure de mer, les oscillations dues à la marée provoquent de graves dégâts dans les falaises et les travaux portuaires (effondrements et tassements), lorsqu'une couche sensible se trouve dans la zone de battement (Tabl. A, fig. 8).

En résumé, sur un sol déjà hétérogène et anisotrope au départ, l'humidification ne réalise jamais le milieu homogène et isotrope postulé par le mathématicien. Si l'imprégnation se fait par le

haut (Tabl. A, fig. 3), la teneur en eau décroît de haut en bas et on assiste à des glissements superficiels élémentaires qui ne sont souvent que des *affaissements* sur place (voir p. 417) ou des écoulements plastiques d'un matériau ramolli (Karst et Pilot, fig. 2, 3, 5, 6) susceptibles d'évoluer en *coulée boueuse* ; si elle se fait latéralement (Tabl. A, fig. 4, 5, 6) ou par le bas (Tabl. A, fig. 7, 8), elle produit le ramollissement d'une surface le long de laquelle il y a le glissement, soit de la couverture (*glissement pelliculaire*), soit d'un paquet plus ou moins important de terrain en place (*glissement en grande masse*) ; et chaque fois il se forme une niche d'arrachement à l'amont.

Dans la plupart des cas, le glissement est sensiblement plan dans la partie basale. Sans doute pourra-t-on observer dans la masse des surfaces de glissement élémentaires dont la section n'est pas forcément un cercle et qui sont enveloppées par la surface basale du glissement pris dans son ensemble ; mais le glissement circulaire généralisé ne peut se manifester qu'exceptionnellement. Les figures qui font état de cercles de glissement sont toujours des figures théoriques ; quant aux schémas interprétatifs, ils ne préjugent jamais de la forme de la partie aval qui, de toute façon, n'est jamais un cisaillement. Les seuls cas où le cisaillement soit possible sont les cas de surcharge artificielle localisée et uniquement dans la zone de déclenchement du glissement, car, très vite, on passe à de l'écoulement plastique.

4) Remèdes contre les glissements de terrain.

Les remèdes qui ont été proposés et mis en œuvre pour lutter contre les glissements de terrain sont de deux ordres : remèdes curatifs pour les glissements en action, préventifs pour les glissements potentiels. Tous les remèdes doivent tendre à supprimer, ou tout au moins à réduire, les conditions favorables au glissement (matériau, pente et eau). Mais en dehors et au-dessus de tous les traitements, il ne faut pas perdre de vue que le principe essentiel est d'éviter l'amorçage du processus de glissement, car il s'agit d'un phénomène irréversible qu'il importe de traiter dès ses premières manifestations.

a) GLISSEMENTS EN ACTION (spontanés ou provoqués).

α) En ce qui concerne le *matériau*, il n'y a rien à faire, car il est déjà trop tard lorsque le glissement est déclenché. On améliore toutefois ses caractéristiques mécaniques en agissant sur l'eau (voir γ).

β) Pour stabiliser la *pente*, plusieurs solutions ont été proposées dont le coût et l'efficacité sont difficilement comparables, car ce sont toujours des cas d'espèce. On peut "épingler" le talus à l'aide de piquets, de bambous... La construction des murs de soutènement est souvent onéreuse pour un résultat aléatoire.

Le principe est : de décharger la zone de glissement *en tête*, par écrêtement du talus, et il faut surtout éviter de recharger, comme on le fait trop souvent en bordure de route pour rétablir la largeur primitive ; de charger *en pied* à l'aide de gabions, de remblais, de digues, qui serviront en même temps de protection contre l'érosion, et il faut en outre s'abstenir de déblayer la loupe frontale. En *terrain horizontal*, il faut diminuer les contraintes verticales qui s'exercent sur le sol, tout en respectant les bourrelets latéraux.

γ) Mais c'est surtout sur l'eau qu'il faut agir, sinon tout le reste est illusoire.

L'élimination de l'eau pourra se faire par différents procédés : galeries, drains, forages subhorizontaux, électro-osmose ou cuisson. On soignera notamment l'évacuation des eaux au-dessus de la zone glissée, que cette eau provienne de l'infiltration (rupture de canalisation, canal d'irrigation...) ou du ruissellement superficiel. Elle pourra être complétée par l'injection des vides afin d'éviter son retour, l'injection réalisant en même temps la consolidation du sol ; on obturera, en particulier, les fissures superficielles qui facilitent la pénétration des eaux de pluie ou de ruissellement et sont à l'origine de la réactivation des glissements.

On a souvent conseillé le reboisement, mais il faut opérer avec prudence, en tenant compte de tous les facteurs en cause ; car, dans certains cas, le reboisement est à l'origine de glissements importants (Goguel, 1943).

b) GLISSEMENTS POTENTIELS.

Il faut distinguer à ce propos les talus artificiels et les talus naturels.

— Talus artificiels résultant de fouilles ou de remblais.

1° L'action sur le *matériau* peut être efficace car on dispose de moyens pour traiter le sol avant l'exécution des travaux en terrain difficile. Pour les fouilles, le matériau lui-même ne pouvant être modifié, ce n'est qu'en agissant sur l'eau qu'on pourra améliorer ses caractéristiques mécaniques ;

par contre, pour les remblais, on pourra, soit agir directement sur le matériau avant sa mise en œuvre par des traitements chimiques, soit utiliser des techniques adaptées au matériau à mettre en place (compactage, drainage, etc...).

2° La pente étant créée par les travaux, c'est sur elle qu'il sera le plus facile de jouer. On devra donc prévoir, pour les talus de fouilles ou de remblais, une pente convenable en se souvenant que, plus la pente est faible, plus la réalisation est coûteuse, pour un bénéfice aléatoire. Il est évident qu'on traitera différemment un talus provisoire et un talus définitif.

Pour les fouilles provisoires, et surtout lorsque la place disponible est faible, le soutènement par palplanches est souvent utilisé. Pour les travaux définitifs, la place manque aussi parfois et on adopte des procédés coûteux qui peuvent servir ultérieurement de fondation (murs de soutènement, pieux, palplanches, parois continues moulées dans le sol...).

3° Quant à l'eau, il existe de nombreux moyens pour s'en affranchir : d'une part, les murs de soutènement, pieux sécants, palplanches, parois continues, déjà cités, assurent souvent une protection efficace ; d'autre part, pour travailler à sec, on procède à des rabattements à l'aide de puits filtrants ou, en dernier recours, à la congélation.

La stabilité des talus de fouilles sera assurée par des tranchées ou des éperons drainants, exceptionnellement par des revêtements. Les remblais, protégés de la même façon, pourront être complétés par des tapis drainants, en prenant garde de ne pas provoquer par leur intermédiaire l'humidification du substratum. De toute façon, on devra se prémunir contre les dégradations provoquées par le ruissellement.

La lutte contre les glissements potentiels de talus artificiels doit faire l'objet d'études et de mesures préalables, notamment si le glissement est "susceptible d'entraîner des pertes de vies humaines ou de causer de sérieux dégâts matériels" (Terzaghi et Peck, p. 378). Quant aux moyens à mettre en œuvre dans ce cas, il ne faut pas hésiter à renforcer les dispositifs de sécurité car "le prix d'une vie humaine vaut bien quelques dépenses supplémentaires" (Cambefort, p. 14).

— En ce qui concerne les talus naturels, il est impensable d'assurer systématiquement à l'avance leur protection. Les talus instables ou à la limite

de la stabilité sont extrêmement nombreux, notamment en montagne ; la reconnaissance des sites et leur protection entraîneraient des travaux gigantesques. Il faut donc se contenter d'exercer une surveillance d'ensemble sérieuse et de parer au plus pressé, car généralement les grandes catastrophes ne sont que la conclusion brutale d'une longue histoire.

La construction de gros ouvrages, l'édification d'immeubles résidentiels ou de stations climatiques nécessitent des études sérieuses. Si des impératifs politiques, économiques ou sociaux peuvent intervenir dans le choix des régions, ils doivent passer au second rang au moment de l'implantation et de la réalisation ; la décision finale et les modalités d'exécution ne dépendent plus alors que de l'équipe des techniciens : architecte, constructeur, géotechnicien et géologue. Il appartiendra à ce dernier d'insister pour que la reconnaissance dépasse largement le site des travaux et s'étende au loin, vers l'amont ou vers l'aval, suivant le type d'ouvrage à réaliser.

Les glissements de terrain, qui affectent avec des aspects variés toutes les régions du globe, provoquent des dégâts considérables entraînant fréquemment la perte de nombreuses vies humaines en raison de leur caractère soudain. D'après les statistiques de Ladd (*in* Terzaghi, 1950, p. 115), de 1931 à 1934, plus de 3 000 personnes ont été victimes de ce fléau.

Tous les ans, des accidents catastrophiques émergent d'une multitude de glissements secondaires, affectant des routes, des voies ferrées, des ouvrages d'art ou des immeubles. Qu'il suffise d'évoquer quelques noms récents : barrage du Vajont (Longarone, Italie) ; terril d'Aberfan (Angleterre) ; plateau d'Assy...

La stabilité des sols est donc un problème grave, il importe de lui trouver des solutions efficaces.

5) Conclusion.

Parmi les éléments qui favorisent les glissements, l'eau est incontestablement le facteur essentiel ; elle intervient par son action mécanique, physique et chimique ; mais cette action n'est pas toujours prévisible, car elle est très variable dans l'espace et dans le temps. Par ailleurs, il faut considérer que la stabilité est loin d'être la règle générale. Il n'est évidemment pas possible d'assurer

systématiquement partout la stabilité ; mais il faut absolument protéger les nouvelles constructions et surtout construire dans des sites reconnus convenables.

Le mécanisme des glissements et leur prévision ont fait l'objet de nombreuses recherches théoriques avec l'espoir d'aboutir à une connaissance quantitative du phénomène. En réalité, " il n'est pas indispensable, au moins pour le praticien, de disposer de théories de très grande rigueur mathématique qui deviennent rapidement inapplicables lorsque les caractéristiques φ et c , comme c'est souvent le cas, ne sont constantes, ni dans l'espace, ni dans le temps, et lorsqu'interviennent d'autres conditions telles qu'écoulement d'eau, fissures, etc. " (Florentin, p. 3). Au contraire, au dire des spécialistes, l'expérience est beaucoup plus efficace pour résoudre les problèmes réels. Certes, on peut faire

des calculs, à la condition de ne pas trop croire en eux ; mais " il vaut beaucoup mieux, pour un projet, se fier à l'expérience qu'à un calcul auquel on fait dire ce que l'on veut, et cela en toute honnêteté " (Cambefort, p. 11).

On a pu opposer les deux conceptions relatives aux glissements de terrain. S'agit-il d'un phénomène profond ou d'un phénomène superficiel ? Il est impossible de trancher car la réalité est complexe : il y a des glissements profonds (glissements en grande masse), il y a des glissements superficiels (glissements pelliculaires et coulées boueuses), et il y a des cas intermédiaires. Ce qui conditionne la profondeur du glissement, c'est en partie la structure du sous-sol, mais c'est surtout l'action de l'eau et en particulier le mode d'introduction de cette eau dans le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

* Les travaux généraux sont marqués d'un astérisque

- 1) BUISSON M. (1952). — Les glissements de la falaise de Sainte-Adresse. *Ann. I.T.B.T.P.*, t. 5, n° 59, suppl., p. 1131-1146, 12 fig.
- 2) CAMBEFORT H. (1966). — Glissements de Terrain. *Sols Soils*, n° 15, p. 9-36, 43 fig.
- 3) FLORENTIN J. (1947). — Etude des glissements des talus argileux. *Inst. Tech. Bât. Trav. Publics*, Circ. D 23, n° 274, 20 p., 19 fig.
- 4) * GIGNOUX M. et BARBIER R. (1955). — Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. 1 vol. 18 x 24, 339 p., 176 fig., 28 pl. photo., Masson et Cie. Paris.
- 5) GOGUEL J. (1937). — Les glissements de terrains du Sud-Est de la France. *Ann. P. et Ch.*, p. 47-60, 10 fig.
- 6) GOGUEL J. (1943). — Sur une influence possible du reboisement sur les glissements de terrains. *C.R. Ac. Sc.*, t. 216, p. 124-125.
- 7) * GOGUEL J. (1959). — Application de la Géologie aux travaux de l'Ingénieur. 1 vol., 16 x 24, 357 p., 118 fig. Masson et Cie. Paris.
- 8) HOWE E. (1909). — Landslides in the San Juan Mountains, Colorado. *U.S.G.S.*, Prof. Paper, n° 67, 58 p., 4 fig., 20 pl.
- 9) * KAISIN F. Jr. (1948). — Géologie du Génie Civil, 2^{me} Ed., 1 vol. 17 x 24, 491 p., 195 fig., bibl., Dewallens, Louvain.
- 10) KARST H. et PILOT G. (1967). — Stabilité des talus. *Ann. I.T.B.T.P.*, n° 235 et 236 ; *Bull. Liaison Lab. routiers P. et Ch.*, n° 26, réf. 382, p. 5, 1-20, 36 fig.
- 11) KERR P.F. (1963). — Quick clay. *Scient. Amer.*, vol. 209, p. 132-142, 9 fig.
- 12) * LETOURNEUR J. (1966). — Les mouvements du sol. Examen des facteurs géologiques de l'instabilité superficielle. *Trav. Labo. Géol. Ec. Mines, St-Etienne*, n° 1, 69 p., fig.
- 13) MARLIÈRE R. (1950). — Terrils en marche. *Publ. Assoc. Ing. Fac. polytechn. Mons*, p. 11-18, 13 fig.
- 14) MORET L. (1945). — Les éboulements de terrains en montagnes. 1 br. 14 x 22, 52 p., 9 fig., 9 pl., Ed. Revue « les Alpes ».
- 15) PILOT G. (1970). — Stabilité des talus routiers. *Bull. Liaison Lab. routiers P. et Ch.* N° spécial, *Hydraulique des sols*, p. 163-175, 25 fig.
- 16) * SCHULTZ T.R. and CLEAVES A.B. (1955). — Geology in Engineering. 1 vol. 16 x 23, chap. 12, Landslides and Related Phenomena, p. 280-305, 9 fig., Wiley and Sons, New-York.
- 17) * SHARPE C.F.S. (1938). — Landslides and Related Phenomena. 1 vol., 137 p., Columbia Univ. Press, New-York.
- 18) TERZAGHI K. (1950). — Mechanism of landslides, in Perkey Volume. Application of geology to Engineering Practice. *Geol. Soc. Amer.*, p. 83-123, 15 fig.
- 19) * TERZAGHI K. (1951). — Mécanique théorique des sols. Trad. M. Buisson. 1 vol. 16 x 24, XXII-474 p., 152 fig., Dunod, Paris.

- 20) * TERZAGHI K. et PECK R.B. (1957). — Mécanique des sols appliquée aux Travaux Publics et au Bâtiment. Trad. Baudrillard J. et Meunier C. 1 vol. 16 x 24, XX-565 p., 218 fig., Dunod, Paris.
- 21) WARD W.H. (1945). — The stability of natural slopes. *Geogr. Journal*, CV, p. 170-197, 6 fig., 2 pl.
- 22) * ZÁRUBA Q. und MENCL V. (1961). — Ingenieur-Geologie. 1 vol. 17 x 24, Kap. 8, Hangbewegungen und Rutschungen, p. 209-293, 63 fig., Akademie-Verlag, Berlin.
- 23) * ZÁRUBA Q. and MENCL V. (1969). — Landslides and their control. 1 vol. 17 x 24, IX - 205 p., 154 fig., Elsevier, Amsterdam.
- **
- PILOT G. (1970). — La stabilité des pentes (1^{re} partie). *Construction*, 25, n° 10, p. 338-342, 8 fig. Cet article très intéressant n'a pu être utilisé, car il a été publié après la rédaction de la présente note.

II. — OBSERVATIONS SUR LES GLISSEMENTS DE TERRAIN EN SICILE OCCIDENTALE

par H. CHAMLEY (*) et G. MASCLE (**)

Sommaire. — L'observation d'une frane récente à Monte Cardellia et de sa structure conduit à interpréter une vaste zone chaotique comme le résultat de franes successives qui ont masqué les contacts originels. Quelques cas-types rencontrés en Sicile sont ensuite envisagés, ainsi que les causes possibles de leur genèse. Des analyses de minéraux argileux montrent l'abondance de la montmorillonite.

Summary. — The observation of recent land-slide in the locality Monte Cardellia and of its structure let us explain a vast chaotic zone as the result of successive land-slides which have covered the original contacts. Some typical sicilian cases and the possible causes of their genesis are examined. Argile analysis show abundancy of montmorillonite.

Au cours de l'hiver particulièrement humide de 1969-1970, un glissement de terrain s'est produit sur le versant sud-est du Monte Cardellia, interrompant la route S.S. 118. La mission annuelle de l'un de nous (G.M.) a permis son observation. Nous nous proposons ici de la décrire et d'examiner sous un angle plus général le problème des glissements de terrain en Sicile occidentale.

1) Le glissement de terrain de Monte Cardellia.

a) CADRE GÉOLOGIQUE LOCAL.

La région examinée se situe à une quarantaine de km au SE de Palerme, dans les monts Sicani et, plus précisément, au flanc du mont Barracù. La carte schématique (fig. 1) est tirée de la feuille Monte Cardellia (1/25 000 - Alcamo II NE). Les terrains qui affleurent dans ce domaine appartiennent à plusieurs des unités définies en Sicile occidentale par P. Broquet, A. Caire et G. Mascle

(1966). La zone de Campofiorito forme l'essentiel de l'affleurement figuré. La série comporte, outre les terrains antérieurs au Sénonien qui apparaissent au SE du Mont Barracù, des calcaires argileux et marnes rouges du Campanien-Paléocène, des calcaires blancs et marnes verdâtres et des marno-calcaires roses de l'Eocène, un conglomérat calcaire, puis des calcaires biodétritiques qui se chargent en marnes et qui appartiennent à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène. L'Oligocène moyen est représenté par une puissante série de marnes gris verdâtre à gris rougeâtre renfermant quelques concrétions ferrugineuses. Ces marnes contiennent vers le haut de rares bancs de grès calcaires glauconieux et passent à de puissantes barres des mêmes grès, à stratifications obliques et pistes. Leur âge va de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur.

La série de Vicari apparaît dans quelques gros blocs (Cozzo di Palma) et montre des calcaires d'âge jurassique moyen à néocomien et des calcaires argileux du Sénonien inférieur.

De la série de Scalfani on ne voit ici qu'un tout petit bloc de grès numidiens, mais l'Eocène et l'Oligocène affleurent largement un peu au N. Des marnes gris bleuté à gris verdâtre du Miocène moyen supérieur représentent le terme le plus élevé

(*) Laboratoire de Géologie marine, Centre Universitaire de Luminy, Marseille.

(**) Département de Géologie structurale, 11, Quai Saint-Bernard, Paris, et Laboratoire associé C.N.R.S. : N° 145 (Géologie méditerranéenne).

de la série dans cette contrée. Ce Miocène est superposé normalement au Miocène inférieur dans la série de Campofiorito. Il contient des klippes sédimentaires de la série de Vicari (C. di Palma). Le Numidien est lui-même charrié sur ce Miocène et parfois resédimenté à l'intérieur. La zone de Campofiorito est ici écaillée sur ce Miocène.

b) LA FRANE DE MONTE CARDELLIA.

La frane s'est produite au cours de l'hiver 1970. Elle intéresse une zone de 3 km de longueur et de 400 m de largeur moyenne. Elle est située entièrement dans les marnes gris verdâtres à gris rougeâtre de l'Oligocène, son origine étant au contact avec les grès glauconieux (fig. 1).

La surface de cette frane présente différents aspects. Le plus fréquent, particulièrement bien visible dans la partie aval et sur le bord septentrional, est celui de grosses mottes (0,25 à 0,50 m² de surface) séparées par de profondes crevasses larges parfois de 20 cm. La végétation, constituée surtout de chardons jaunes (*Scolymus hispanicus*), est demeurée sur les mottes et montre que celles-ci ont basculé dans tous les sens, avec une préférence vers l'aval. Elles donnent une surface bosselée, chaotique. Enfin, de nombreux blocs de grès glauconieux, atteignant parfois le m³, parsèment cette surface. Ailleurs, et surtout sur le bord méridional, il s'agit d'un manteau de marnes grises en fines paillettes. Elles proviennent sans doute d'un recouvrement tardif par les eaux boueuses, après colmatage des fissures. Le même aspect s'observe en différents points demeurés en dépression relative et qui forment un chapelet de petites mares limitées par un bourrelet de marnes. Une troisième zone, située vers l'amont de la frane (à environ 1 km du début) montre d'énormes blocs de grès glauconieux, atteignant 60 à 80 m³, soit isolés, soit en chaos. Ces blocs présentent des traces de frottement ; leurs pendages sont désordonnés. Ils proviennent de l'écroulement de la falaise de grès glauconieux et ont été repris à partir d'éboulis. Outre les traces de frottement, ils présentent des cassures très fraîches qui prouvent qu'ils se sont fragmentés pendant le transport. Celui-ci paraît compris entre 100 et 300 m.

Les bordures de la frane montrent, elles aussi, différents aspects. La bordure méridionale, qui correspond à peu près à l'ancien lit du ruisseau de Margi, est recouverte de marnes fines et meubles. La bordure septentrionale montre parfois un bombement qui domine la rive, c'est aussi le cas de

toute la terminaison de la frane. Ailleurs, la frane est en dépression (jusqu'à 3 m) par rapport à sa rive, dont elle est séparée par une profonde crevasse. Les terrains de cette rive sont eux-mêmes fortement crevassés ; les plus grandes fissures sont parallèles à la frane, d'autres forment avec les premières un réseau qui délimite des mottes peu déplacées. La zone affectée par ces crevasses s'élargit en amont pour intéresser pratiquement tout l'espace situé entre la frane elle-même et la falaise de grès glauconieux.

La route S.S. 118 a été recouverte et emportée par la boue. Le pont sur le ruisseau de Margi est coupé ; la pile nord est à une trentaine de mètres en aval de la pile sud ; la dénivellation du manteau routier de part et d'autre du pont atteint 3 m.

c) INTERPRÉTATION DE LA STRUCTURE LOCALE.

La carte montre en dehors de la frane un certain nombre de zones où des blocs calcaires et gréseux sont abondants (fig. 1-1). De tels blocs existent d'ailleurs un peu partout dans cette région et seules sont figurées les zones où cette abondance est particulièrement grande. A l'intérieur même de chacune de ces zones comme dans l'ensemble, le relevé des valeurs et des directions de pendage donne des résultats anarchiques. Les faciès rencontrés sont, dans l'ordre de fréquence décroissante : des grès calcaires glauconieux, des calcaires biodétritiques, des conglomérats calcaires et des calcaires argileux, appartenant tous à la série de Campofiorito. En outre, des blocs de ces différents faciès sont mélangés sans ordre. Ce n'est qu'au NW du C. di Palma qu'il y a prédominance de blocs calcaires jurassiques de la série de Vicari. Ils proviennent du C. di Palma lui-même et des autres klippes sédimentaires dont ils ne sont jamais bien éloignés. Par contre, les précédents sont généralement loin d'un affleurement étendu et non désordonné du même matériel, souvent séparés de leur zone d'origine présumée par un ou plusieurs talwegs qui n'auraient pu être franchis lors d'un éboulement. Les marnes oligocènes et miocènes ne montrent pas de traces de stratification, même dans les plus profondes entrailles torrentielles. Leur surface est découpée par de nombreuses fissures, le contact entre Oligocène et Miocène n'est pas observable.

L'existence de la frane de 1970 permet de considérer que la structure de ce domaine est le résultat d'une ou plusieurs franes antérieures qui ont coulé vers la zone de soutirage des eaux. Formées soit

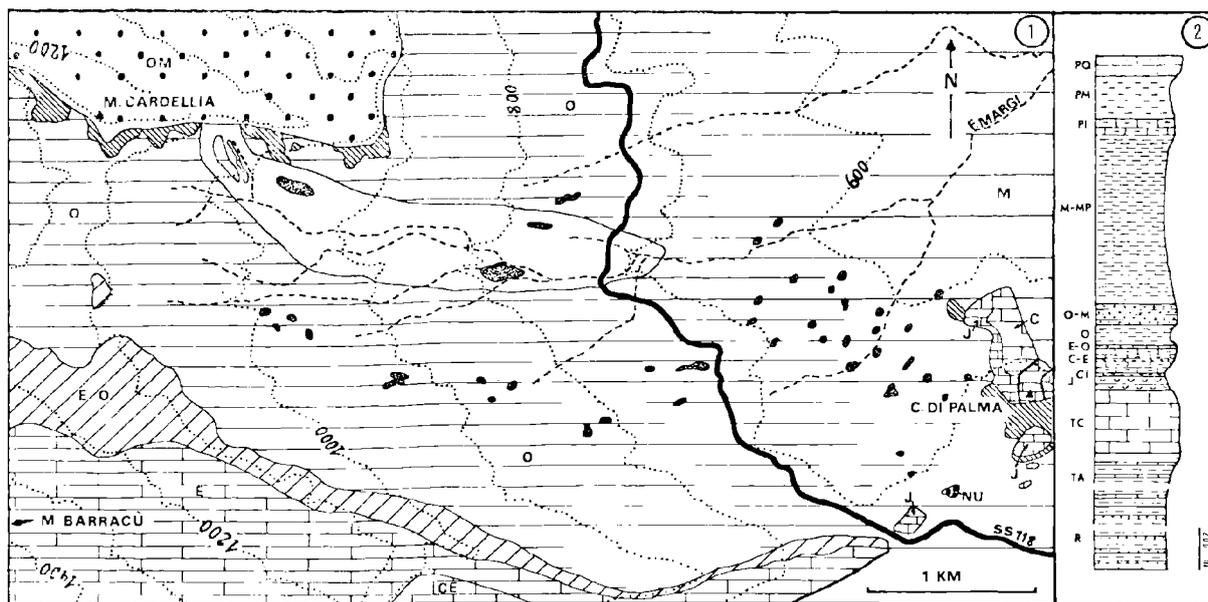


FIGURE 1

(1) Schéma géologique des alentours de la frane de Monte Cardellia.

La topographie, cours d'eau, lignes de niveau et route, est antérieure au glissement de terrain. Hachures obliques serrées : Eboulis. — Pointillé serré : principaux amas de blocs. — Blanc : Frane.

J : Jurassique moyen supérieur. — C : Crétacé supérieur. — C-E : Maestrichtien à Paléocène. — E : Eocène moyen supérieur. — E-O : Eocène supérieur à Oligocène inférieur. — O : Oligocène moyen. — O-M : Oligocène supérieur à Miocène inférieur. — NU : Numidien. — M : Miocène.

(2) Profil lithostratigraphique schématisé et simplifié de la série de Campofiorito et des formations mio-plio-quaternaires.

R : Flysch permien. — TA : Trias argileux. — TC : Trias calcaire et dolomitique. — J : Jurassique (et Crétacé basal), basaltes et hyaloclastites, radiolarites, calcaires. — CI : Crétacé inférieur marneux. — CE : Crétacé terminal et Eocène, calcaires argileux et marnes. — EO : Eocène supérieur et Oligocène inférieur, conglomérat calcaire. — O : Oligocène marneux. — OM : Oligocène terminal, Miocène inférieur, grès calcaire glauconieux et marnes. — M-MP : Miocène et Mio-Pliocène, marnes sableuses, marnes, marnes à gypse et sel (formation solifère). — PI : Pliocène inférieur, calcaire argileux et marnes blanches. — PM : Pliocène moyen, argiles. — PQ : Pliocène supérieur et Calabrien, grès calcaire.

de marnes oligocènes, soit de marnes miocènes, elles ont transporté, parfois assez loin de leur affleurement d'origine, des blocs souvent énormes. La limite cartographique entre Oligocène et Miocène, qui ne peut être tracée, doit correspondre à une zone où des paquets de marnes oligocènes et miocènes sont imbriqués, masquant le contact originel.

2) Les glissements de terrain en Sicile occidentale.

a) LES CAS RENCONTRÉS.

Si la Sicile ne détient pas l'exclusivité des glissements de terrains, il n'est que de circuler sur les routes qui serpentent au flanc des pentes argileuses pour se rendre compte que les franes sont un des fléaux de ce pays. Pour s'en tenir à la Sicile occi-

dentale, il est possible de classer ces phénomènes autour de trois types, entre lesquels existent toutes les nuances.

— *Les petites franes.* Ce sont celles que l'on repère facilement le long des routes où elles se traduisent par l'arrachement d'une partie de celles-ci sur leur bordure aval ou un écoulement de la bordure amont sur la chaussée. Elles existent un peu partout mais ne sont pas toujours faciles à discerner en l'absence d'arbre ou de construction. Leur ampleur demeure faible, atteignant quelques mètres de largeur pour une dizaine de longueur et un déplacement allant jusqu'à 10 m. Leurs dégâts, souvent modestes, finissent par atteindre une importance considérable en raison du nombre et de la fréquence de ces phénomènes.

— *Les grandes franes.* Beaucoup plus spectaculaires et heureusement plus rares que les précédentes, elles intéressent des surfaces plus vastes (de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de m de largeur pour plusieurs centaines de m à plusieurs km de longueur). Les dégâts causés sont considérables, entraînant la modification d'un tracé de route ou d'un réseau d'irrigation, l'évacuation d'un quartier. Nous pouvons y classer la frane de Monte Cardellia, la frane de Contrada San Giorgio qui, il y a une dizaine d'années, a coupé la route Sciacca-Ribera sur plus d'un kilomètre, et la frane d'Agrigente en 1966 (Mascle et Truillet, 1967).

— *Les zones en état de glissement permanent.* Ce sont de vastes zones où se produisent fréquemment des franes des deux types précédents et qu'il est possible de considérer en état de glissement permanent, celui-ci se produisant par touches successives. Considérons à titre d'exemple la région où est tracée la route Sciacca-Caltabellotta. Celle-ci, du km 7 au km 17, serpente au flanc d'une pente de marnes miocènes entre les altitudes 170 et 600. Cette pente est dominée au N par la crête calcaire et dolomitique des monts de Caltabellotta. Les marnes sont semées de blocs, dont les plus gros (Le Tre Pietre) atteignent plusieurs centaines de m³, la taille la plus fréquente étant de 1 à 2 m³. Ces blocs présentent des faciès du Trias, du Jurassique et de l'Oligocène calcaire, identiques à ceux du chaînon situé au N. Les pendages sont désordonnés et les faciès mélangés. La limite de la zone où sont présents ces blocs, qui correspond parfois à la base de la pente marneuse, mais peut se trouver plus haut, est festonnée (*). Ceci suggère que chaque feston correspond à une frane qui a coulé en transportant ses blocs et s'est arrêtée au bas de la pente, parfois avant. Les franes successives se sont parfois chevauchées. Au cours de l'hiver 1970, une de ces franes s'est produite au pied de Rocca Nadore ; elle a présenté un développement moyen (largeur : 100 m ; longueur : environ 500 m) détruisant une cabane de chantier. La région de Monte Cardellia constitue un autre exemple de zone à l'état de glissement permanent et le phénomène intéresse à peu près la moitié de la surface de la feuille topographique au 1/25 000. Sur la feuille Partanna, toute la rive droite du fleuve Belice est dans le même état (Mascle, 1968).

(*) Actuellement, un grand nombre de ces blocs a été déplacé au bulldozer ou détruit par mine pour rendre les terrains labourables.

b) LES CAUSES POSSIBLES.

Les éléments favorables à la naissance des franes sont réunis en Sicile occidentale ; il s'agit de la raideur du relief, du climat, de la nature du sous-sol.

— Les reliefs tout d'abord sont très accusés, car ils résultent des mouvements récents qui ont affecté la région. Rappelons à ce sujet que la dernière phase tangentielle est ici datée du Pliocène inférieur (Caire et Mascle, 1964) et que des déformations sensibles se sont produites avant et après le dépôt du Calabrien (Mascle, 1968).

— Par ailleurs, le climat méditerranéen est la cause d'une érosion active. Pendant les périodes sèches, les zones argileuses sont profondément craquelées et ainsi apparaît un réseau qui permet le mouillage d'une tranche assez épaisse de terrains ; celle-ci peut se désolidariser facilement de son substratum. Le mode de culture du blé doit favoriser cet état de fait. Il suffit d'un hiver pluvieux pour que tout ce terrain préparé se mette en mouvement.

— L'abondance et la puissance (fig. 1-2) des formations argileuses et marneuses est un facteur déterminant de l'instabilité des versants. De par leur nature phylliteuse et peu consolidée, les roches argileuses ont en effet une tenue souvent médiocre, surtout lorsqu'elles sont portées dans la zone superficielle d'érosion et d'altération.

Cette tendance est ici renforcée par la composition minéralogique de ces roches. Des analyses par diffraction des rayons X, effectuées sur des agrégats orientés de particules décarbonatées inférieures à deux microns, ont conduit aux résultats d'ensemble (Tableau B).

La montmorillonite apparaît le minéral cardinal depuis le Trias jusqu'au Pliocène ; elle ne manque que dans le flysch permien, où c'est l'illite qui prévaut. Or, il est bien connu (Grim, 1962), que la montmorillonite est caractérisée par un grand pouvoir d'adsorption, lié à la densité des charges interfoliaires. Les roches qui la contiennent se gorgent d'eau lors des pluies et deviennent extrêmement plastiques et instables. Une étude récente, effectuée dans le cadre des applications aux travaux routiers (Pilet, Amar et Le Roux, 1970), a confirmé les mauvaises caractéristiques physiques de la montmorillonite par rapport aux autres minéraux argileux (liquidité, compression, cohésion, frottement).

— Enfin, dans le cas particulier de Monte Cardellia, la présence de glauconite dans les cou-

N° éch.	Age	Nature Formation	Mont-morillonite	Minéraux interstratifiés	Illite	Chlorite	Kaolinite
19 221	Permien	Flysch Campoformito	—	2	5	3	?
19 803	Trias Carnien	Argile Campoformito	4	—	1	1	4
19 901	Crétacé	Flysch interne	7	—	tr	—	3
22 916	Eo-Oligocène	" Argile Scagliose " (Pl. interne)	6	—	tr	2	2
23 001	Oligocène	Flysch numidien	5	—	1	—	4
19 904	Miocène	Marnes grises	7	—	1	—	2
17 101	Pliocène inférieur	Marnes blanches	7	tr	1	tr	2
17 402	Pliocène moyen	Marnes grises	7	—	1	—	2

TABLEAU B

N. B. — L'abondance des minéraux est estimée en 1/10 de la fraction argileuse.

ches de grès calcaire surmontant les marnes oligocènes, est susceptible de favoriser la défloculation des argiles (Agard, 1948).

3) Conclusion.

L'observation des franes de Sicile occidentale, et particulièrement celle de Monte Cardellia, montre combien ces phénomènes peuvent compliquer la géologie locale, voire masquer les structures.

Il est certain que de tels glissements de terrain ont dû atteindre une fréquence et une ampleur considérable, sous des climats plus humides que le climat actuel.

Enfin, les facteurs responsables de ces phénomènes ont pu être réunis en milieu sous-marin et contribuer à déterminer les nombreux olistostromes connus dans les séries néogène et quaternaire de Sicile.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AGARD M. (1948). — Les glissements et éboulements des quartiers de St-Raphaël et Télémy à Alger. *Ann. P. et Ch., Mém. et Doc.*, 26, p. 465-480.
- 2) BROQUET P., CAIRE A. et MASCLE G. (1966). — Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani). *B.S.G.F.*, (7), 8, p. 994-1013.
- 3) CAIRE A. et MASCLE G. (1964). — Existence d'importants mouvements tangentiels pliocènes dans les monts Sicani (Sicile). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 417.
- 4) GRIM R.E. (1962). — Applied clay mineralogy. *Mc Graw Hill Comp.*, New-York.
- 5) MASCLE G. (1968). — Structure et morphologie de la région de Montevago (Sicile occidentale). *B.S.G.F.*, (7), 10, p. 653-657.
- 6) MASCLE G. et TRUILLET R. (1967). — Quelques phénomènes géologiques récents en Sicile occidentale. *Sciences et Nature*, 84, p. 2-11.
- 7) PILOT G., AMAR S. et LE ROUX A. (1970). — Relations entre la composition minéralogique et les caractéristiques mécaniques de quelques sols argileux français. *Bull. Liaison Lab. routiers P. et Ch.*, 43, p. 69-90.

III. — ÉBOULEMENT D'AZAZGA

par Paul C. DELEAU

Résumé. — Descente rapide d'une coulée de boue sur une pente argilo-marneuse où une nappe aquifère superficielle s'est transformée en un complexe boueux à la suite d'une importante pluviosité. Ce complexe boueux est apparu comme le résultat du foisonnement de la montmorillonite dans les argiles altérées.

Les environs d'Azazga sont dominés à l'E par les hauteurs boisées du Bou Hini (cote 720-942). Du pied de ces hauteurs, les pentes descendent par gradins irréguliers vers l'W, vers la vallée de l'Oued Sébaou (cote 150), Kabylie (Algérie).

Les hauteurs du Bou Hini sont des entablements gréseux dont certains dépassent 100 m d'épaisseur. Grès d'âge oligocène (Numidien), perméables et bien arrosés, ils constituent un important réservoir aquifère. Ces grès reposent sur des marnes ou des argiles du même âge, épaisses de 50 à 70 m, imperméables, substratum de la nappe aquifère incluse à la base de l'entablement gréseux. Cette nappe aquifère, de la base des grès oligocènes, donne de nombreuses sources disséminées dans les parties hautes des ravins. Ces sources ont, en général, un faible débit comparativement à l'importance de la nappe, c'est que le pied de la montagne ou des barres gréseuses est recouvert par un manteau d'éboulis et que les écoulements se divisent souterrainement près du contact des éboulis et des argiles numidiennes. Les éboulis sont anciens, consolidés, à gros blocs de grès, ou récents ; dans ces derniers, les éléments marneux dominent. Les argiles numidiennes gris bleu ou légèrement bigarrées, non altérées, non remaniées, à petits lits gréseux, ne se voient qu'à la faveur d'une érosion intense, d'un ravinement comme on peut l'observer contre les parois creusées par la coulée de boue. Signalons que ces argiles renferment de la montmorillonite qui foisonne au contact de l'eau quand les terrains sont altérés.

De plus, le substratum imperméable n'est pas constitué géologiquement que par des argiles numidiennes, ces dernières reposent sur des marnes schisteuses, sensiblement plus compactes et d'âge crétacé supérieur ou sénonien. Les marnes sénoniennes, bien plus épaisses que les précédentes (400 à 500 m), forment le véritable substratum imperméable de la région. Elles affleurent en plusieurs points où les marnes numidiennes ont été enlevées par l'érosion. Ainsi, les éboulis et les formations plus ou moins altérées des pentes de toute

la région d'Azazga peuvent, en définitive, glisser sur des surfaces imperméables constituées par des argiles ou des marnes en place et non altérées.

DESCRIPTION DE L'ÉBOULEMENT (fig. 2 et 3).

Sa direction était sensiblement E-W. La partie amont, ou tête de l'éboulement, était marquée par une cuvette d'effondrement située à la cote 660 et à 100 m du pied de la masse de grès (c. 720). Cette cuvette mesurait 90 m environ de diamètre. En contre-bas de cette cuvette cote 660, existait un replat à la cote 570, avec une mare persistante, en aval de laquelle, depuis plusieurs années, se constituait un vaste amphithéâtre d'effondrement. En février 1952, à la suite d'une pluviosité importante, la différence d'altitude, 90 m pour une distance de 350 m, a fortement sollicité la descente des terrains de la cote 660 vers le replat où se trouvait la mare persistante citée précédemment.

Le phénomène prit aussitôt une ampleur considérable, l'amphithéâtre d'effondrement en préparation se précisa, de nombreuses crevasses, de grandes failles longitudinales, morcelées par des cassures perpendiculaires au sens de la poussée, se formèrent particulièrement du côté E, l'amphithéâtre atteignit rapidement une largeur allant de 40 à 190 m pour une longueur de 500 m.

En aval de l'amphithéâtre, la vallée du ruisseau, l'Erzer bou Lena, issu de la mare persistante, se resserrait entre deux masses de grès, au N cote 575, au S cote 507. Une coulée de boue s'est engagée dans cette partie resserrée, taillant les rives en parois subverticales de 5 à 7 m de hauteur pour s'étaler vers l'aval en emportant la route départementale n° 17, d'Azazga à Michelet, sur une longueur de 120 m, et s'arrêter sur un palier à 500 m en contre-bas de la route départementale.

La partie resserrée a joué le rôle d'un verrou qui s'est comporté comme un verrou glaciaire. Le long des parois, taillées par d'énormes blocs de grès emportés par la coulée, les blocs de grès sont

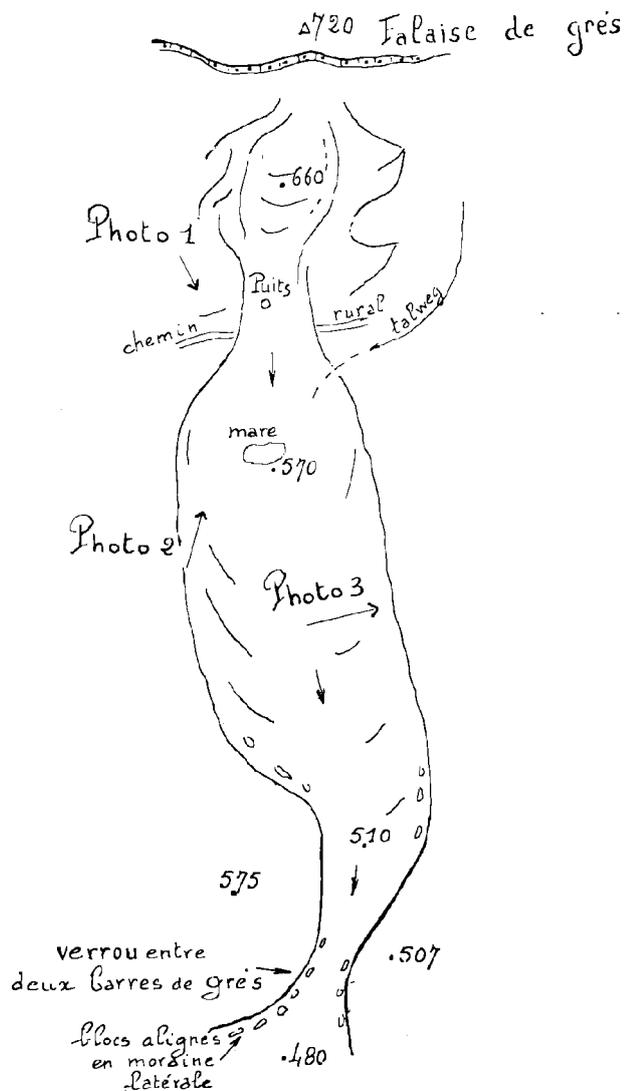


FIG. 2. — Partie amont de l'éboulement.
(P : puits de recherche).
Longueur totale de la coulée : environ 1 000 m.

restés, après la stabilisation, alignés en moraines latérales.

En avril, une recrudescence des pluies provoqua la marche d'une coulée de boue plus importante que la précédente qui emporta le passage provisoire et une plus grande longueur de la route départementale. En aval de cette route, la coulée de boue, abandonnant le talweg de l'Erzer bou Lena, se dirigea vers le SW, vers un autre ravin parallèle au bou Lena. Dans sa descente, la coulée de boue contourna un noyau de résistance formé d'éboullis anciens consolidés, à gros blocs de grès, elle em-

prunta très vraisemblablement une ancienne vallée masquée par des éboullis récents. La coulée de boue s'est sensiblement ralentie au début de juin ; le 1^{er} juin, l'avancement était encore de 40 cm par jour ; le 5 juin, la stabilisation momentanée paraissait assurée à 1 km en contre-bas de la route départementale. La longueur totale des terrains éboullés atteignait 1 900 m, il est difficile d'évaluer exactement le volume des terres en mouvement, mais une estimation approximative de 15 à 18 millions de m³ ne semble pas exagérée.

En amont du verrou, dans un triangle occupé par l'amphithéâtre d'effondrement, on distinguait : 1° dans l'axe, la coulée de boue et de terrains éboullés, large de 40 à 190 m, et dont l'origine est la mare persistante ; 2° latéralement, de part et d'autre de la vallée, de larges pans de collines détachés des terrains en place suivant de grandes cassures et dont le déplacement ou la descente n'a guère dépassé 1,50 m à 2 m.

Dans sa descente, la coulée de boue et de terrains éboullés a provoqué latéralement l'amorce d'un glissement généralisé de toutes les terres également instables formant les deux versants de la vallée. La masse de terres qui était susceptible de se joindre à la coulée de boue peut représenter le double et même le triple du volume de cette dernière. On devine l'ampleur qu'aurait atteint le phénomène si les pluies n'avaient cessé. L'origine de l'éboulement apparaît ainsi se localiser dans l'amphithéâtre d'érosion où se trouvait la mare qui est toujours persistante.

L'éboulement étant stabilisé, nous avons fait creuser, le 13 juin, entre la c. 660 et la mare persistante, un puits de recherche dont la coupe est la suivante, de haut en bas :

- éboullis de pente : marnes altérées et blocs de grès, épaisseur : 2 m ;
- assise de boue : 0,60 m ;
- marnes bleuâtres ou grises, micacées, à petits lits gréseux ; terrains en place, imperméables.

Au-dessus des marnes en place, pratiquement imperméables, les eaux d'infiltration ont provoqué le gonflement des marnes altérées contenant de la montmorillonite ; les terres superficielles, formées d'éboullis et reposant sur de la boue, se sont trouvées dans un équilibre instable. La moindre sollicitation vers l'aval a déterminé leur mise en mouvement.

Il n'y avait aucune trace d'eau dans le puits de recherche creusé huit jours après la stabilisation. A l'air libre, l'assise de boue a rapidement séché. La venue d'eau qui a provoqué l'éboulement

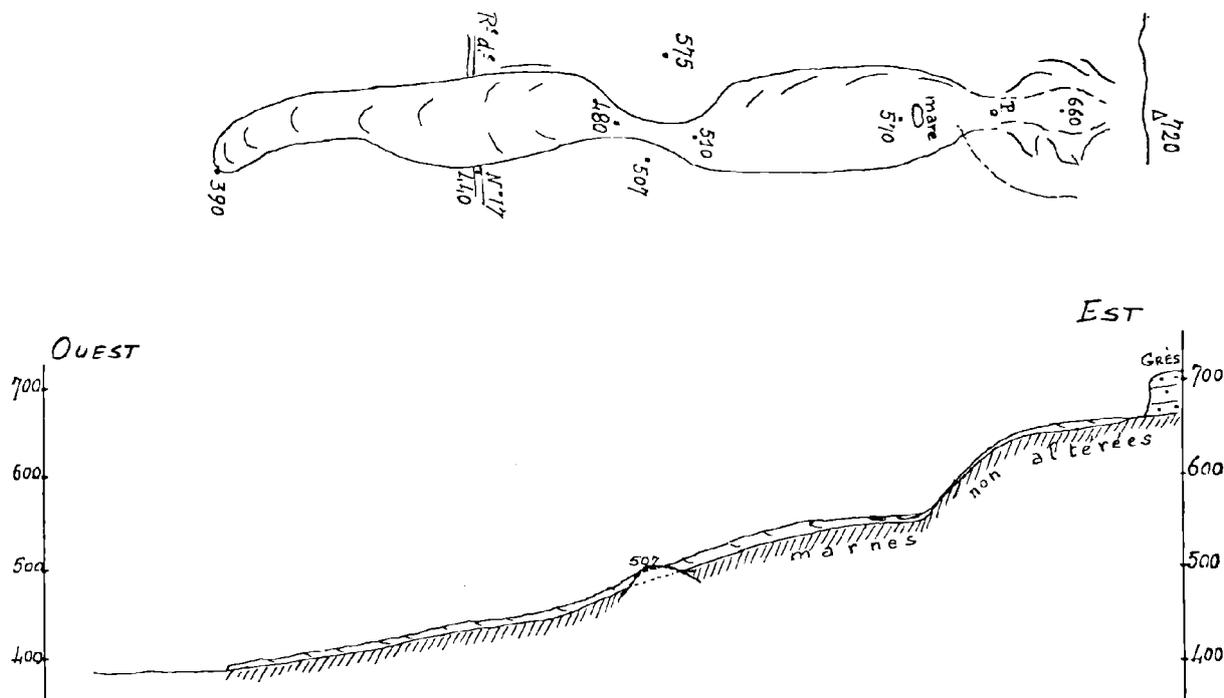


FIG. 3. — Plan d'ensemble de l'éboulement et profil en long (hauteurs doublées).
Longueur totale de la coulée : environ 1 900 m.

était donc peu profonde, elle correspondait à l'infiltration superficielle des pluies et une augmentation momentanée du débit des sources de la base des grès.

CONCLUSION.

L'exposé précédent fait apparaître la cause déterminante : la formation sur les marnes imperméables, en place, d'une assise de boue sur laquelle reposaient, en équilibre instable, les terrains superficiels constitués de sédiments altérés et d'éboulis de pente. Il n'est pas étonnant de constater, dans ces sédiments marneux riches en montmorillonite, la formation d'une assise de boue se substituant à la nappe aquifère, nappe superficielle dont les particules d'eau et d'argile sont intimement liées par le phénomène d'adsorption. L'eau de cette assise de boue provient de l'infiltration des eaux tombant sur la région affectée et également sur le bassin versant, situé en amont.

La solution proposée pour l'assainissement fut alors simple, d'autant plus que la topographie s'y prêtait : aménagement de fossés de crête permettant de dévier une grande partie des eaux de ruissellement de l'amont, drainage de la zone affectée et captage de la nappe aquifère de la barre de

grès cote 720. Il s'agissait en effet d'éviter le plus possible l'imprégnation des marnes, d'une part, par les eaux superficielles, d'autre part, par les eaux émanant des petites sources en amont et en aval du verrou.

Nous venons d'examiner la cause déterminante, la cause profonde, provoquant les nombreux éboulements sur toutes les pentes marneuses de la Kabylie, en contre-bas des forêts, est le déboisement. Le pied de la barre de grès du Bou Hini était encore boisé en 1925. Depuis cette date, les chênes ont été coupés, on voit toujours de nombreuses souches sur les pentes, et c'est ainsi qu'un éboulement s'était déjà dessiné en 1940. Le déboisement ou les incendies de forêt dans une région où la forêt est spontanée ont dû se produire antérieurement si l'on en juge d'après les nombreux éboulis récents et anciens, amoncellement de masses de grès, sur les pentes descendant vers l'Oued Sébaou. Ces pentes, formées de marnes numidiennes et sénoniennes, apparaissent ici particulièrement instables par la formation, après une importante pluviosité, sur les argiles et les marnes non altérées et imperméables, d'une couche molle, boueuse, sur laquelle reposent les terres superficielles du sol et du sous-sol.

IV. — EBOULEMENT A PLAN-DU-VAR (ALPES-MARITIMES)

par Paul C. DELEAU

Résumé. — Eboulement brutal, à la suite d'une importante pluviosité, d'un pan de montagne dominant Plan-du-Var.

La vallée du Var, à 20 km de l'embouchure, se resserre entre les montagnes jurassiques de l'Arc de Nice. 5 km plus au N, sur la rive gauche de cette vallée resserrée, le hameau de Plan-du-Var (cote 150), commune de Levens, est dominé par les calcaires blancs jurassiques supérieurs du Mont Arpasse (fig. 4).

Le 30 mars 1963, à 6 h. 40, après une nuit d'orage et de pluie intense, l'orage étant centré sur le mont Férion (E de Levens), des blocs de 10, 40, 70 tonnes se sont détachés du sommet de la falaise du Mont Arpasse, à la partie supérieure d'un couloir d'éboulis dominant Plan-du-Var. Le bloc de 40 tonnes a écrasé l'aile sud de l'école communale, tuant trois personnes; celui de 70 t a atteint la route nationale 202. Les dégâts matériels importants ont été dus non seulement à la chute des blocs, mais également et surtout au torrent d'eau provenant de deux brèches ouvertes par les blocs de 40 et 70 t, dans le canal de la Vésubie, situé à flanc de montagne.

Avant l'analyse du phénomène, voyons une courte description géologique des terrains :

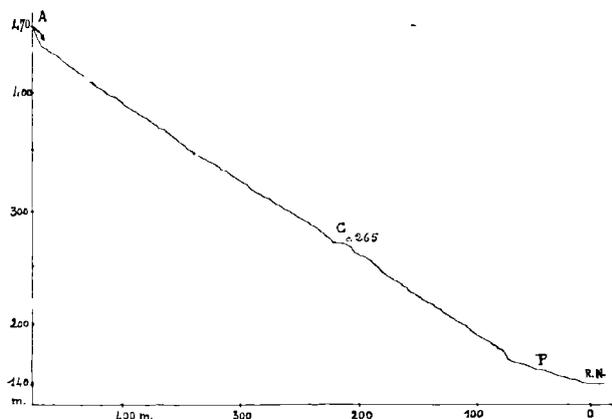


FIG. 4. — Profil entre le point de départ des blocs en A et Plan-du-Var en P; C: conduite de la Vésubie; R.N.: Route Nationale 202. (Profil étalpi par le Service des Ponts et Chaussées de Saint-Martin-du-Var).

La coupe passant par la falaise d'où partit l'éboulement et le village de Plan-du-Var montre, de la partie supérieure à la route nationale, c'est-à-dire de haut en bas dans la suite stratigraphique :

a) Une falaise de calcaire (cote 470) du Jurassique supérieur, gris blanc, à cassure conchoïdale, en gros bancs de 1,50 m, 2 m et même 3 m. Le calcaire se présente en masse car les formes ont été mises en relief par l'érosion. Le pendage des bancs est de 20 à 30° vers l'ENE, pendage amont qui, d'une façon générale, est favorable pour la tenue des assises. Les bancs sont recoupés par des plans de fracture ou des diaclases plongeant vers l'W, de 70 à 80°, ces diaclases sont donc sensiblement subverticales, elles déterminent avec la stratification des parallélépipèdes ou des prismes de toutes tailles qui peuvent se détacher de la falaise et dévaler la pente.

b) Sous les calcaires compacts précédents formant corniche, viennent des calcaires gris à grain fin, plus marneux, en bancs de 0,30 m, 0,60 m et 0,80 m, entre lesquels s'intercalent des lits marnoschisteux. C'est la partie inférieure du Jurassique supérieur: Argovien et Callovien. Le pendage est de 20 à 30° à l'E.

c) Sous l'assise b se placent d'autres calcaires marneux gris, de faciès purée; en bancs de 0,60 m à 1,50 m, plongeant de 30° vers l'E. C'est le Jurassique moyen.

Les assises b et c, bien visibles à l'entrée des gorges de la Vésubie, sont recouvertes au-dessus de Plan-du-Var, par des éboulis anciens consolidés. Dans ces éboulis, quelques blocs de calcaire massif provenant de la falaise (assise a), atteignent la taille d'une maison et sont plus ou moins enfouis dans la pente. Ces éboulis datent vraisemblablement d'une époque du Quaternaire au climat très pluvieux, différent du climat actuel. Le village de Plan-du-Var est construit sur ces éboulis anciens consolidés.

Les différences dans la végétation soulignent les différentes natures de roches: alors que les cal-

caires compacts supérieurs *a* sont quasi dénudés et ne montrent qu'un boisement rabougri, s'accrochant aux anfractuosités de la falaise, les calcaires marneux *b* sont recouverts d'un maquis assez continu, sauf dans les couloirs d'éboulis, et l'assise *c* permet, à côté d'un maquis assez dense, un peuplement de pins. Enfin, au-dessus de Plan-du-Var, le cône d'éboulis anciens supporte une abondante végétation avec de nombreux arbres qui tendent à arrêter les blocs de calcaires émanant de la partie élevée du couloir d'éboulis.

Des blocs de calcaire compact se sont donc détachés d'une paroi verticale, c. 470, sur le côté droit, ou côté nord du couloir d'éboulis situé juste au-dessus de Plan-du-Var. Sur ce côté du couloir d'éboulis, le pendage a légèrement tourné et plonge vers l'axe du couloir. Les plans de diaclases subverticaux plongent également vers le couloir d'éboulis. Ces deux dispositions sont éminemment favorables à la descente vers l'aval.

Les énormes blocs de calcaire ont été séparés de la falaise à la suite de l'altération des joints argileux, de l'ouverture des diaclases après un hiver pluvieux [il est tombé 713,4 mm à Levens, d'octobre 1962 à mars 1963 (*)], un hiver rude (il a gelé sur les hauteurs du Mont Arpasse en 1962-63) et ceci n'a pu que contribuer à élargir les fissures amorcées par une pluviométrie annuelle dépassant généralement un mètre. Ces blocs de 10, 40, 70 t, une fois détachés de la paroi, ont basculé sous l'effet de la surcharge due à l'eau imprégnant les roches calcaires toujours perméables. La pluviométrie en mars 1963 avait été particulièrement élevée : 116,3 mm.

Le couloir d'éboulis au-dessus de Plan-du-Var a toujours plus ou moins fonctionné : après une pluie violente, des blocs de petite taille descendaient la pente et, lorsqu'ils n'étaient pas freinés ou stoppés par la végétation, ils s'arrêtaient au replat aménagé pour le canal de la Vésubie. En juin 1925, un rocher était même descendu jusqu'au hameau, mais sans faire de dégâts notoires. Il avait bloqué la porte de l'école communale côté

(*) Renseignements communiqués par le Centre météorologique de l'aéroport de Nice pour les stations de Levens, Saint-Jean la Rivière, Saint-Blaise et Bouyon (rapport n° 062-77).

(**) Il faut préciser que le hameau de Plan-du-Var, établi le long de la route nationale 202, est de construction relativement récente ; au XVIII^e siècle, la route de Nice à Puget-Théniers passait par Levens et Utelle, c'était une route de montagne franchissant la Vésubie, évitant les vallées encaissées et les gorges.

montagne et les enfants avaient dû sortir par la fenêtre.

Il n'y avait pas eu de victime et les dégâts, nous l'avons dit, avaient été insignifiants. De mémoire d'homme, aucun bloc de la taille de ceux de 1963 n'avait atteint le village et provoqué d'accidents spectaculaires (**), et, par ailleurs, dans toute la région, des blocs dévalent des falaises calcaires après de grandes pluies, ceci fait partie d'une sujétion de la nature contre laquelle, par habitude, toute défense s'érousse. Ceci peut expliquer l'absence de réaction en 1925 et dans les années qui ont suivi : la population de Plan-du-Var ne vivait pas dans l'appréhension d'une catastrophe.

L'éboulement de la falaise de Plan-du-Var fait partie d'un phénomène normal, naturel, de recul de falaise, d'une évolution à la fois géologique et morphologique. Pouvait-on prévoir cette évolution ? Les évolutions de falaise en voie d'effritement dans les endroits accessibles peuvent être suivies et il est alors possible de prendre des dispositions permettant d'éviter un accident, mais il apparaît pratiquement impossible de suivre le phénomène dans un endroit inaccessible où il faudrait des visites régulières. Des documents photographiques pourraient peut-être, des photos aériennes en particulier, déceler des anomalies, mais il est fort possible que l'ouverture des diaclases, obstruée par la terre de décalcification, soit invisible et n'attire pas l'attention d'un observateur non absolument spécialisé. Ainsi, il n'est pas prouvé qu'un examen minutieux du sommet, nous le soulignons quasi-inaccessible, ait pu permettre de révéler une ouverture anormale de diaclase annonciatrice de l'écroulement.

Les grands éboulements sont toujours apparus spectaculaires par leur soudaineté, le nombre des victimes et les dégâts causés. Ainsi, les Savoyards se souviennent de l'éboulement du mont Granier, au S de Chambéry, les 24 et 25 novembre 1248, qui engloutit la petite ville de Saint-André et plusieurs hameaux. Un pan de calcaire massif s'était détaché de la falaise du mont Granier à la suite de pluies très abondantes. Les calcaires, également massifs de la falaise du Fiz en Savoie, au-dessus de Servoz dans la vallée de l'Arve, se sont écroulés dans les mêmes conditions en 1751 et l'on voit toujours la cicatrice au flanc de la montagne. D'autres exemples aussi frappants pourraient encore être cités : en Suisse, aux Diablerets, en 1714 et en 1749, sur la paroi sud de la cote 3207 ; au Righi, en 1806, où trois villages furent ensevelis.

Il faut toutefois noter que ces accidents, tout spectaculaires qu'ils soient par la masse mise en mouvement et les dégâts subis, ne sont pas réellement nombreux dans nos régions alpines. Leur fréquence ne dépasse guère l'unité ou quelques unités par siècle.

Nous terminerons en rappelant les conclusions de Léon Moret (*) et de Jean Goguel (**) dans leurs ouvrages respectifs : la cause profonde est un travail préliminaire des eaux d'infiltration et de dissolution et ces catastrophes se déclenchent généralement à la suite d'une intense pluviosité qui charge le terrain.

V. — GLISSEMENT LENT DE MARNES ALTERÉES A ALGER-EL BIAR

par Paul C. DELEAU

Résumé. — Descente lente de marnes altérées au pied de la falaise de Saint-Raphaël, sur une pente régulière assez forte, 20 %, avec, en particulier, effet décoagulant de la glauconie sur les marnes altérées.

La falaise de Saint-Raphaël à El Biar, haute de 25 à 30 m, domine la baie d'Alger et la partie centrale de la ville (fig. 5). Elle est formée d'un grès calcaire appelé localement « mollasse », d'âge astien, comprenant à la partie supérieure des banes compacts, assez durs, débris de coquilles agglomérées à des grains de sable, extrêmement perméables. La partie inférieure comprend des niveaux plus tendres, plus riches en argile, mais contenant toujours du sable ; elle est aussi très perméable. Ces 30 m de roches reposent sur 3 à 4 m de marnes sableuses grises contenant de la glauconie ; un niveau de glauconie, de 30 à 40 cm, se localise à la base des marnes sableuses. Le niveau glauconieux se superpose sans transition à des marnes plaisanciennes compactes, bleues lorsque

non altérées, mais jaunâtres, molles par altération. Enfin, sous ces marnes plaisanciennes, épaissies de 30 à 40 m, viennent des grès également miocènes. L'ensemble est sensiblement tabulaire ou avec un très faible pendage vers le SE ou l'ESE, c'est-à-dire l'aval.

La pente du terrain qui descend du pied de la falaise vers Alger, en particulier jusqu'au boulevard Bouakour (ex. Télémy), est relativement forte, en moyenne 20 %. Elle est formée de marnes plaisanciennes altérées jusqu'à une profondeur variable de 10 à 20 m (renseignements donnés par les sondages effectués en 1945 par le Service de la Colonisation et de l'Hydraulique et en août 1953, d'après les coupes fournies par la Société SOGIMA, pieux Franki).

Les eaux météoriques qui tombent sur le plateau de Saint-Raphaël, en arrière de la falaise où les jardins sont nombreux, s'infiltrent dans la « mollasse » très perméable, et alimentent, à la base de cette dernière, un ensemble de sources situées dans le ravin descendant d'El Biar vers Alger, anciennement ravin des Sept Sources. Ces sources étaient autrefois en partie captées (1935) puis le ravin fut partiellement comblé par l'urbanisme. L'eau de la base de la « mollasse » s'est alors totalement infiltrée dans les éboulis, contribuant à l'altération des marnes plaisanciennes. Cette altération

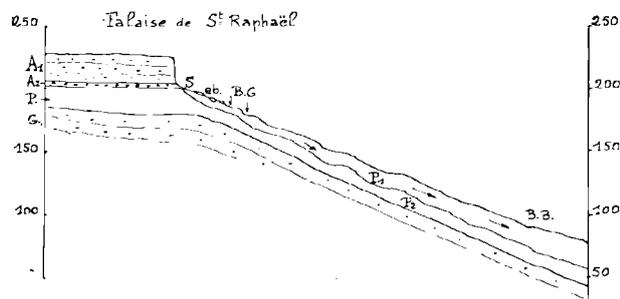


FIG. 5. — Coupe géologique de la falaise Saint-Raphaël à El Biar au Boulevard Bouakour suivant le chemin Picard (hauteurs doublées).

Longueur totale de la coupe : 500 m.

A1 : mollasse astienne. — A2 : niveau glauconieux. — P : marnes plaisanciennes. — S : sources. — eb : éboulis. — B.G. : Boul. Galliéni. — B.B. : Boul. Bouakour.

(*) LÉON MORET (1937). — Les éboulements de terrains en montagne. *Ann. des Ponts et Chaussées*, n° 1.

(**) JEAN GOGUEL (1945). — Les glissements de terrains du Sud-Est de la France. *Rev. des Alpes*, in 8°.

est favorisée par une action physico-chimique décoagulante des eaux qui ont circulé dans le niveau glauconieux. Il en résulte que le bord de la falaise, perdant son point d'appui, se fend, s'écroule par tranches d'épaisseur et de longueur variables, phénomène classique du recul des falaises. En 1860, un pan important, intéressant presque toute la façade du belvédère, s'est écroulé. Les éboulis sont encore visibles au pied de la falaise et jusqu'à 100 m en aval. Ce qui est le plus grave, c'est, sous l'action de l'eau d'infiltration, la lente descente des marnes plaisanciennes altérées tout le long de la pente entre le pied de la falaise et le boulevard Bouakour. L'axe des terrains instables se situe sur le tracé de l'ancien chemin Picard. Tous les immeubles, même sans étage, se fissurent, se disloquent après quelques années. Des moyens modernes ont été employés en 1953, pour la construction, chemin Picard, de l'immeuble Bourdin. Des pieux Franki ont été poussés jusqu'aux grès subordonnés aux marnes plaisanciennes à 10 et 15 m de profondeur. Trois ou quatre ans après, des fissures apparaissent dans cette construction de trois étages. Le mouvement est lent mais irrésistible. Les constructions glissent, non pas sur les marnes, mais avec les marnes altérées profondément.

L'eau, qui est toujours le facteur d'altération, vient du ruissellement sur la pente et des infiltrations émanant de la base de la « mollasse ». Pour

ces dernières, qui ont traversé la glauconie, nous rappelons l'action décoagulante de ce minéral. La masse en mouvement forme sur la pente des sortes de loupes, morphologie caractéristique des pentes argilo-marneuses instables ; ces loupes permettent une accumulation d'eau déterminant une altération des marnes à grande profondeur.

On conçoit maintenant qu'il est difficile d'arrêter sur un front large de 3 à 400 m la lente descente d'une masse de marnes épaisse de 10 à 15 m sur une pente de 20°, longue d'environ 500 m. La solution proposée est évidemment le captage et le drainage des sources au pied de la falaise, drainage délicat à réaliser car il doit reposer sur les marnes bleues en place, non altérées, puis le drainage des eaux de ruissellement avant leur infiltration dans la zone affectée. Autre difficulté, les eaux drainées doivent être évacuées rapidement hors de la zone instable. Nous avons toujours conseillé l'installation sur cette pente d'un jardin public, la végétation et les racines des arbres ne pouvant que contribuer à la stabilisation des terrains. Enfin, étant donné la vitesse moyenne des particules de marnes altérées (elle n'a pas été calculée mais pourrait être estimée approximativement), on pourrait prédire la date de la disparition, dans quelques siècles, de toutes les marnes de la pente et l'affleurement des grès miocènes sous-jacents.

VI. — GLISSEMENT ELEMENTAIRE ET GLISSEMENT REACTIVE. DEUX EXEMPLES

par A. BONTE (*)

(Planche XXVIII)

Résumé. — Evolution d'un glissement élémentaire provoqué par la remontée saisonnière de la nappe phréatique, et coupe dans une loupe frontale stabilisée.

Summary. — Evolution of an elementary earth-flow by seasonal raising of the water-table, and cutting in the lower ridge of a stabilized earth-flow.

L'examen de talus artificiels réalisés dans des formations argileuses m'a fourni l'occasion d'observer, d'une part, l'évolution de glissements élémentaires depuis leur déclenchement jusqu'à la dislocation générale du talus, d'autre part, la structure d'un ancien glissement stabilisé et remis en mouvement par le creusement d'une fouille.

1) Glissement élémentaire.

Situation : tranchée de la déviation de la RN 5 à Mont-sous-Vaudrey (Jura). Argiles sableuses oligocènes (Pl. XXVIII, fig. 1 à 4).

Lors de mon premier passage, le 21 octobre 1956, le talus, long de 200 m, était complètement désorganisé par toute une série de glissements (Pl. XXVIII, fig. 1). La date exacte de creusement

(*) Faculté des Sciences de Lille, Géologie appliquée.

n'a pu être précisée, mais les travaux ont certainement été réalisés durant l'été 1956, car les bas-côtés n'étaient pas encore aménagés. Quant aux glissements eux-mêmes, ils devaient être très récents à en juger par leur extrême fraîcheur, les plus jeunes datant de quelques jours ou même peut-être de quelques heures seulement (Pl. XXVIII, fig. 2).

La cause de ces glissements est sans doute la remontée saisonnière de la nappe phréatique ; il s'agissait en effet manifestement d'une arrivée d'eau par le bas, et non de pluie, car le talus ne comportait aucune trace de ravinement.

L'intérêt de cette coupe est de montrer côte à côte les différentes étapes de la formation d'un glissement élémentaire. Les figures 2, 3, 4 de la Pl. XXVIII représentent respectivement : 2, l'amorçage du glissement par mobilisation sur place du matériau qui s'étale sur la pente ; 3, le développement du glissement avec formation de la niche d'arrachement et début de gonflement de la loupe aval ; 4, la stabilisation du glissement qui s'arrête en haut du talus et dont la masse, affaissée sur elle-même, est équilibrée par la loupe aval. Sur les figures 3 et 4, la zone amont, qui a une allure de cisaillement vertical, est en fait une fissure de traction provoquée par le déplacement sur la pente de la masse plastique.

L'ensemble du talus est ainsi affecté de très nombreux glissements élémentaires qui se recoupent mutuellement. Les glissements les plus développés se situent évidemment dans la zone où la hauteur du talus est maximum ; les glissements de moindre importance et les amorces de glissement s'observent au contraire dans les zones les plus basses, aux extrémités du talus.

Cette disposition est tout à fait logique si on admet que la forme de la surface piézométrique de la nappe phréatique est calquée sur la forme de la surface topographique. La remontée de la nappe atteint alors en premier lieu le milieu de la tranchée où apparaît le premier glissement élémentaire (fig. 6, SP1). Ensuite, au fur et à mesure de la montée de la nappe, de nouveaux glissements élémentaires se manifestent de part et d'autre du premier glissement (fig. 6, SP2 et SP3), jusqu'à l'extrémité de la tranchée. Les glissements les plus développés sont les plus anciens ; leur taille dépend indirectement de la hauteur du talus, elle dépend plutôt de la durée de leur évolution.

L'ensemble du talus est ainsi dégradé par une série continue de glissements élémentaires qui vont

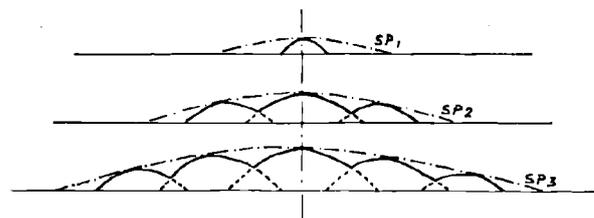


FIG. 6. — Développement des glissements au fur et à mesure du relèvement de la nappe phréatique. SP1, SP2, SP3 : positions successives de la surface piézométrique.

en croissant du début au milieu de la tranchée, matérialisant dans l'espace les différentes étapes de leur évolution dans le temps. C'est la même convergence espace-temps qu'on peut observer à l'occasion d'autres phénomènes : par exemple, dans le développement des poches de dissolution des calcaires sous couverture sableuse.

La sensibilité des argiles oligocènes est telle qu'après l'hiver, le talus était complètement désorganisé. Lors d'un nouveau passage, le 28 août 1957, soit 10 mois plus tard, la pente très adoucie était pratiquement stabilisée et il ne restait plus que l'enveloppe des différentes niches d'arrachement.

Il peut être intéressant de mentionner que la réfection de ce talus a coûté 100.000 F, ce qui confirme l'intérêt des études géologiques et hydrogéologiques préalables, qu'on ne peut malheureusement faire partout et toujours faute de personnel qualifié.

2) Glissement réactivé.

Situation : fondation d'un chai à Arbois (Jura), lieu dit Grandes Gardes, 1 km NW de Pupillin. Marnes du Charmouthien (Pl. XXVIII, fig. 5).

L'installation d'un chai dans un domaine viticole à l'W de la butte de Pupillin nécessitait le creusement d'une fouille importante. Le choix de l'emplacement s'était porté sur un large replat, admirablement situé, dominant tout le domaine et qui semblait constituer l'emplacement idéal pour l'implantation.

Malheureusement, dès le début des travaux, en juillet 1954, donc en saison sèche, des désordres graves apparurent : les parois s'éboulaient spontanément ; le fond de la fouille manifestait une inquiétante mobilité et les engins de terrassement s'enfonçaient de 0,50 m pendant la nuit ; enfin, tout le terrain avoisinant, dont la surface avait été

décapée, était attiré irrésistiblement vers la fouille en se découpant en lanières parallèles.

Vers l'amont, au fur et à mesure de la progression du creusement, le sol était disloqué par des fissures d'arrachement orientées à 45° par rapport à l'axe de la fouille ; à la faveur de ces fissures, les languettes successives découpées dans la masse en mouvement s'affaissaient en escalier avec des ouvertures et des rejets de l'ordre du dm. La présence de filets d'eau sortant de la paroi amont facilitait le glissement.

L'intervention du géologue démontra alors que le replat apparemment idéal était en réalité la surface d'un ancien glissement stabilisé.

La figure 5 de la Pl. XXVIII montre l'allure générale de la coupe longitudinale du glissement ; on y distingue aisément une dizaine de facettes de glissement brillantes, inclinées sensiblement à 45° vers l'amont ; elles correspondent aux mouvements différentiels qui caractérisent la loupe frontale sous la poussée des matériaux issus de la zone d'arrachement en régression et doivent se raccorder en profondeur à la surface basale du glissement. Entre ces facettes représentant des plans privilégiés, toute la masse était profondément disloquée.

Il fut alors décidé de riper l'ensemble du projet vers la croupe voisine, constituée par les marnes du Lias en place et de ramener les déblais dans la fouille précédente pour rétablir les conditions initiales. Les travaux purent alors être poursuivis sans incident.

OBSERVATIONS GÉNÉRALES.

Ces deux exemples sont assez exceptionnels, car l'un permet de saisir sur le vif les phases successives de la formation du glissement élémentaire, tandis que le second donne la coupe longitudinale d'un ancien glissement stabilisé.

D'un côté comme de l'autre, le matériau intéressé, à peu près homogène, se rapproche assez bien du matériau théorique et sa déformation revêt l'aspect caractéristique du glissement de terrain dont les éléments (niche d'arrachement et loupe frontale) peuvent d'ailleurs être complexes dans le détail.

Dans les deux cas, bien que la surface inférieure du glissement n'ait pas été observée, on se rend compte aisément que cette surface basale, enveloppe des facettes élémentaires, est relativement superficielle. Pour fixer les idées, on peut estimer sa profondeur entre 1/10 de la longueur du glissement à Mont-sous-Vaudrey et 1/20 à Arbois, probablement moins encore.

En ce qui concerne le déclenchement du phénomène, le glissement de Mont-sous-Vaudrey souligne l'extrême sensibilité à l'eau de certaines argiles ainsi que la relation avec les fluctuations saisonnières de la nappe phréatique.

Quant à la fouille d'Arbois, elle confirme l'instabilité des glissements anciens qui peuvent se remettre en mouvement à la moindre sollicitation, en l'occurrence une saignée de quelques mètres de profondeur.

Une fois de plus, pour éviter de tels incidents, finalement très coûteux, des études s'imposent, qui varient dans chaque cas. A Mont-sous-Vaudrey, une étude géologique seule aurait été insuffisante ; l'étude géotechnique était nécessaire, à condition de penser aux fluctuations saisonnières de la nappe. Par contre, à Arbois, un simple examen morphologique, complété par une vérification géologique, aurait permis d'éviter des travaux inutiles, car la zone d'arrachement et le replat étaient suffisamment nets pour retenir l'attention.

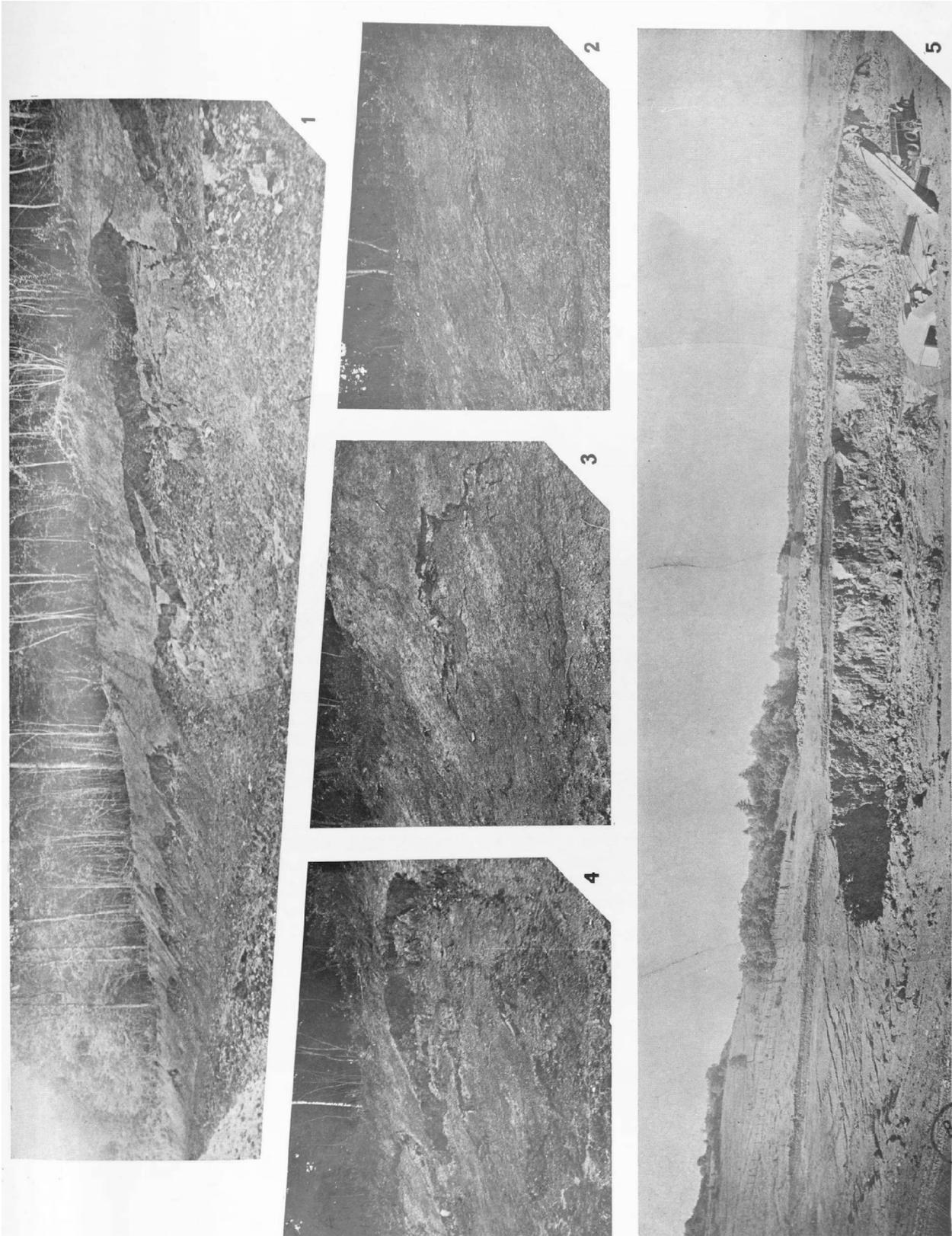
EXPLICATION DE LA PLANCHE XXVIII

FIG. 1 à 4. — Glissement élémentaire.

1. - Déviation de Mont-sous-Vaudrey (Jura).
Talus ouest, vue d'ensemble.
- 2, 3 et 4. - Phases successives du glissement :
amorçage, développement et stabilisation.

FIG. 5. — Glissement réactivé.

Fouille pour fondation d'un chai à Arbois, dans
l'axe d'un ancien glissement stabilisé.



Contribution des sciences de la Terre aux études sur l' "environnement" (*)

par Jean RICOUR (**)

Sommaire. — Les sciences de la Terre constituent le fondement de l'environnement de l'homme, elles tiennent pourtant bien peu de place dans les projets actuels français. Énumération des domaines où les sciences de la Terre peuvent contribuer aux études sur l'environnement.

Summary. — The sciences of the earth are the basis of man's environment ; though they only have a small place in the present time French projects. Enumeration of the fields where the sciences of the earth may contribute to environment studies.

Les problèmes posés par la pollution du milieu naturel et les efforts réalisés par l'homme pour améliorer le cadre dans lequel il vit, remontent à la plus haute antiquité.

Aux Indes, plusieurs millénaires avant l'ère chrétienne, les adductions d'eau étaient déjà connues, de même que l'évacuation des eaux usées. Hippocrate, 400 ans avant J.C., attirait déjà l'attention sur les bienfaits des eaux claires et pures sur la santé. Les Romains ont connu la pollution du Tibre qui a rendu nécessaire la réalisation d'aqueducs, de même, dès le Moyen-Age, Paris a connu la pollution de la Seine dont l'eau était impropre à la consommation. Charles VI s'occupait déjà, comme nos modernes agences de bassin, de lutter par ordonnance contre la pollution du fleuve. De même, toutes les civilisations ont été marquées par le désir des hommes de rendre les centres urbains plus attrayants grâce à l'édification

de monuments harmonieusement implantés dans le cadre naturel.

Les problèmes de lutte contre la pollution et d'amélioration du cadre de la vie ont connu ces derniers temps un essor de popularité souligné par l'adoption du terme "environnement" qui les couvre dans leur ensemble.

Il nous faut toutefois constater que les sciences de la Terre tiennent bien peu de place dans les projets de protection de l'environnement présentés à l'heure actuelle en France par les instances gouvernementales. Or, dans les pays anglo-saxons, où l'engouement pour la protection de l'environnement a pris naissance, les sciences de la Terre constituent le fondement de toute étude entreprise en ce domaine. La liaison entre sol et environnement est une liaison fondamentale, inéluctable, sa méconnaissance rendrait imparfaite toute réalisation.

A l'origine, l'homme habitait dans des grottes ou des cités lacustres. Il tirait donc parti de l'environnement géologique et naturel pour assurer sa sécurité et son ravitaillement en eau.

Au cours des âges, il s'est, dans une certaine mesure, affranchi de ces conditions primitives et ce sont les richesses du sol et du sous-sol qui ont prévalu dans le choix de ses implantations. Les

(*) Synthèse d'un travail réalisé en équipe au B.R.G.M., et auquel ont participé : M^{me} J. Sarcia, M.M. J. Agard, Y. Berton, R. Boineau, P. Chambolle, G. Cornet, J. Goni, J. Greffard, H. Gudefin, O. Horon, M. Humbert, A. L'Homer, A. Pachoud, C. Parent.

(**) Docteur ès sciences. Adjoint au directeur du Service géologique national, B.R.G.M., B.P. 6009, 45-Orléans 02.

progrès de la technique humaine ont été soulignés par l'utilisation croissante de produits minéraux. Il est remarquable de constater que les grandes étapes de ces progrès portent des noms de minéraux. A l' " âge de pierre " a succédé l' " âge du bronze " puis l' " âge du fer ". Le charbon, le pétrole, l'uranium ont, par la suite, été à l'origine des grands élans de l'industrie.

A l'heure actuelle, l'homme s'installe aussi bien dans les régions désertiques que polaires, à condition qu'il y existe des concentrations minérales exploitables. Dans le domaine agricole, c'est la nature des sols qui a permis l'installation des cultures fertilisées par les produits du sous-sol : potasse et phosphates.

On peut donc affirmer que c'est le règne minéral qui a constitué, à l'origine, le cadre fondamental de l'environnement de l'humanité. On pourrait penser que le progrès technique l'affranchit complètement des conditions naturelles, mais il n'en est rien. L'habitat, l'industrie et les zones réservées aux loisirs envahissent aujourd'hui la surface du globe à un rythme tel qu'il est devenu nécessaire, pour assurer le confort physique de l'homme, de :

— répartir harmonieusement l'espace terrestre entre les différents secteurs de l'activité humaine ;

— n'accepter l'occupation ou l'exploitation du milieu naturel qu'en réduisant les nuisances au maximum.

Les sciences de la Terre ont un rôle important, et trop souvent méconnu en France, à jouer dans tous les problèmes qui touchent à l'environnement, car :

— la nature du sol et du sous-sol contribue à déterminer l'affectation d'une région à l'agriculture ou à l'industrie ;

— la nature du sol permet ou non l'établissement de fondations et d'ouvrages d'art ;

— l'eau souterraine est indispensable à la vie et à l'industrie, elle ne se trouve pas en toutes régions et il faut la préserver contre les pollutions ;

— l'environnement géochimique n'est pas sans action sur la santé de l'homme dont l'équilibre physique est, lui aussi, conditionné par des facteurs qui sont du domaine des sciences de la Terre ;

— des sites géologiques, tels que le massif de la Vanoise ou la chaîne des Puys, doivent être protégés pour servir de cadre aux loisirs ;

— enfin, les produits de la Terre que sont le marbre, l'ardoise, la pierre de taille, etc., embellissent l'environnement de l'homme.

Une meilleure connaissance des sciences de la Terre par le grand public développerait chez lui le respect de la nature et des richesses naturelles. Les problèmes de l'environnement en seraient simplifiés.

I. — ROLE DE LA GEOLOGIE DANS LES PROBLEMES D'ENVIRONNEMENT AU NIVEAU REGIONAL

Le support de toute vie, végétale, animale et humaine, étant le sol et le sous-sol (qu'il soit fait de roches ou de terrains meubles), il est essentiel de commencer toute enquête, toute étude sur l'environnement, par une étude géologique approfondie. *La carte géologique apparaît* (immédiatement après la carte topographique) *comme le support préalable de toute cartographie plus spécialisée*. Sa réalisation doit donc précéder les travaux d'établissement des cartes de pédologie, de géomorphologie, d'utilisation des sols, d'aménagement, d'hydrogéologie, de géotechnique, etc...

Une fois la carte géologique de base établie, l'interprétation de ce document en vue de son utilisation pour l'aménagement du Territoire permet d'établir des cartes plus spécialisées, telles que :

— les cartes hydrogéologiques. La présence ou l'absence d'eau, les risques de pollution de la nappe, sont des propriétés qui caractérisent les terrains à aménager, elles interviennent dans l'évaluation géotechnique d'un site, soit en perturbant les propriétés mécaniques des sols, soit en créant des difficultés dans le drainage et l'écoulement des eaux usées, soit en rendant ce site impropre à la culture mais intéressant pour y établir une zone de loisirs ;

— les cartes géotechniques, qui permettent d'évaluer : la faculté des terrains de supporter des constructions lourdes, des ouvrages d'art importants ; la facilité de creuser des tranchées ; les zones menacées par des éboulements rocheux ;

— les cartes géologiques ou de substances utiles, qui délimitent les régions à réserver aux exploitations de mines ou de carrières.

L'analyse des terrains étant achevée dans le sens préconisé plus haut, il est indispensable d'en traduire les résultats dans un langage clair, peut-être plus schématique, mais qui satisfasse au mieux les utilisateurs (planificateurs, urbanistes...) pour l'élaboration des plans d'aménagement au niveau régional afin de déterminer les secteurs qui doivent, de par la nature de leur sol et de leur sous-sol, être réservés à l'agriculture, à l'habitat, aux loisirs ou à l'industrie. La carte "d'aménagement" qui est la phase finale de l'étude d'une région, d'un site, est l'affaire de tous : urbaniste, géotechnicien, ingénieur agronome, industriel, mais aussi géologue. Elle doit parfois tenir compte de facteurs secondaires qui peuvent, dans certains cas, venir s'ajouter aux facteurs précédents et peser dans le choix final pour l'aménagement urbain ou industriel d'une région, tels que :

— l'existence d'une sismicité régionale et locale dont il faut tenir compte dans le coût des opérations d'aménagement ;

— les contraintes dues aux poussières naturelles ou industrielles, en liaison avec la nature des sols, la densité de la végétation et l'intensité des vents ;

— la présence ou l'absence de richesses naturelles (étendues d'eau, monuments, forêts...) qu'il faut protéger ou exploiter rationnellement, mais aussi richesses en minerais ou matériaux de construction.

II. — ENVIRONNEMENT URBAIN

Les caractéristiques les plus frappantes d'un site urbain résident souvent dans son environnement rocheux. Que serait Naples sans le Vésuve, Rio sans sa baie ? Dans les villes, les roches n'interviennent pas seulement pour caractériser le site. Si elles servent d'assises aux fondations, elles servent aussi à la décoration. Les sols sont couverts de gravier, de dalles de pierre, de marbre de béton, de céramiques, tous matériaux extraits du sous-sol.

Les murs sont constitués par des moellons, des briques, recouverts de plaques de marbre. Les toits sont couverts de terre cuite, d'ardoises. Tous ces produits proviennent du sous-sol et il n'est pas jusqu'aux peintures qui ne fassent appel à des pigments minéraux. L'engouement actuel pour les beaux minéraux qui se vendent désormais chez les antiquaires, montre bien ce que la pierre peut apporter dans l'environnement.

Si l'homme a utilisé des matériaux naturels pour construire de nouveaux sites, il s'est attaqué, sans beaucoup d'égards (voir fig. 1), aux roches du sous-sol en y laissant des trous béants ou des galeries qui risquent de s'effondrer. Nous assistons, de ce fait, à une dégradation accélérée du milieu naturel.

Il y a donc un double aspect dans les relations sciences de la Terre et environnement urbain. Le premier est constructif puisqu'il s'agit d'étudier les matériaux qui vont supporter ou constituer l'environnement créé par l'homme. Le deuxième aspect est plutôt conservatoire ; il s'agit d'organiser l'extraction des matériaux de façon à causer le moindre dommage au milieu naturel et éventuellement de le valoriser.

L'intervention du géologue permet de proposer un choix aux utilisateurs de matériaux naturels. La recherche géologique, l'inventaire de ce qu'il est convenu d'appeler "les substances utiles", sont à la base de la découverte des matériaux de carrière. Le géologue peut fournir aux carriers des données sur la continuité, l'extension et la qualité des gisements. Ces données permettront, éventuellement, de prévoir la poursuite de leur exploitation dans



FIG. 1. — Utilisation irrationnelle et dangereuse des excavations provoquées par les exploitations de graviers dans la banlieue parisienne.

une direction telle que la gêne qu'elle représente pour d'autres utilisateurs du sol puisse être minimisée (nuisances dues au bruit, à la poussière, aux ébranlements), ou simplement pour la cacher à la vue. Dans les carrières souterraines, il est possible que le défilage et le foudroyage affectent des nappes d'eau superficielles ou la surface du sol ; le géologue pourra étudier, avec l'hydrogéologue, les répercussions de l'exploitation et prévoir des modalités d'exploitation qui minimisent ces perturbations.

Les villes de demain auront besoin de matériaux de construction ; il faut réserver les terrains qui seront nécessaires à leur exploitation. L'inventaire des ressources en différentes substances, leur cartographie, donneront aux responsables de l'aménagement les éléments nécessaires pour promouvoir une harmonieuse répartition de l'espace entre les différentes destinations des terrains.

Certains monuments anciens nécessitent des réfections. C'est le géologue qui déterminera les roches qui ont servi à les édifier. C'est au géologue, en collaboration avec les archéologues ou conservateurs, qu'il appartient de localiser les couches intéressantes et de prévoir la partie du gisement qu'il faudra éviter de stériliser par un remblai ou des constructions, afin d'effectuer les réfections nécessaires.

Le géologue cartographe possède des informations sur les anciennes carrières souterraines susceptibles de s'effondrer. Il possède des informations sur les carrières anciennes comblées ou en voie de comblement. Il lui est possible de prévoir les zones dangereuses. Certaines de ces carrières abandonnées constituent des dépotoirs à la périphérie des agglomérations, à la fois sources de pollution et spectacle affligeant. Le géologue peut proposer aux responsables de l'aménagement celles qui, sans danger de pollution, et moyennant le respect de certaines règles, peuvent recevoir des décharges contrôlées, soit pour le dépôt des ordures, soit pour leur remblaiement avec des gravats. Sur un tel soubassement, il est concevable ensuite de reconstituer un sol utilisable pour l'agriculture, pour des installations sportives, des parcs de loisirs et même pour des constructions légères.

Exposés aux agents atmosphériques, les roches et matériaux de construction subissent la loi commune à toutes les roches : érosion et altération. L'altération peut se produire par la constitution de croûtes brunâtres accompagnées d'un gonflement de la roche, c'est la " maladie de la pierre ". Les mécanismes reconnus ou proposés pour les

expliquer sont très nombreux : mécanismes physiques, chimiques, physico-chimiques, biologiques. La géomicrobiologie a montré le rôle extrêmement important des bactéries sulfato-réductrices et sulfoxydantes, des silicobactéries et des *aspergillus*, dans la biocorrosion des matériaux naturels et particulièrement des silicates.

La géologie peut donc apporter sa contribution aux problèmes de la sauvegarde et de la valorisation de l'environnement urbain.

III. — ENVIRONNEMENT INDUSTRIEL ET AGRICOLE

Les sciences de la Terre, et particulièrement l'hydrogéologie, la géologie et la géochimie, jouent un grand rôle dans les problèmes d'environnement des régions industrielles et agricoles, qu'il s'agisse d'aménagement ou de lutte contre les nuisances.

Comme chacun le sait, l'eau est un élément fondamental de la vie pour l'agriculture et l'industrie. Mais, alors qu'autrefois les réserves consommables étaient considérées comme un bien naturel, inépuisable, dont on pouvait disposer librement, sans esprit d'économie, les besoins sans cesse croissants, (alimentation urbaine, industrie, agriculture) ont abouti à un appauvrissement et à une dégradation qu'on ne pouvait prévoir il y a encore vingt ou trente ans.

Actuellement, ces besoins sont si grands et ils interfèrent de telle façon qu'ils aboutissent à des exigences contradictoires et à des nuisances : c'est là le problème de l'environnement. Ces exigences et ces nuisances affectent désormais l'ensemble de l'économie de l'eau, de sorte que son exploitation rationnelle globale, tenant compte de toutes ces difficultés, s'avère nécessaire. Ce sont donc les modifications apportées au cycle de l'eau par les emprunts et rejets particuliers à chaque activité humaine qu'il convient d'étudier et de coordonner en faisant appel aux techniques nécessaires.

C'est l'une des sciences de la Terre, l'hydrogéologie, qui permet de régler une proportion notable des problèmes posés par l'alimentation en eau des zones industrielles, agricoles ou urbaines. La conservation des réserves, l'amélioration de leur exploitation, leur protection contre les pollutions exigent la connaissance des limites des nappes, de leur structure, de leur fonctionnement et des modifications possibles et compatibles avec les exigences

définies ci-dessus. Tel est le but de l'hydrogéologie appliquée.

De même que l'eau, les minerais et des substances minérales diverses sont la base de tout développement industriel.

La notion traditionnelle de minerai est une notion essentiellement relative, qui varie avec l'évolution des conditions scientifiques, techniques et économiques. Telle substance qui était sans intérêt il y a 20 ans, peut prendre une importance considérable, comme source d'un matériau indispensable à une technique nouvelle. Par exemple, le zirconium et le hafnium, jadis peu utilisés, ont pris récemment une place importante, grâce à leur utilisation dans l'industrie nucléaire. La consommation de certaines terres rares : europium et yttrium, a commencé ou a augmenté considérablement depuis leur utilisation pour la fabrication des écrans de télévision en couleur.

Telle zone agricole, touristique ou réservée pour une extension urbaine, peut ainsi devenir du jour au lendemain zone d'exploitation de ressources minérales. Ces ressources constituent un facteur économique important pour une région, mais leur mise en exploitation peut en perturber l'équilibre naturel.

Avant l'établissement d'un plan d'aménagement, l'étude préalable des ressources du sous-sol, exploitables à plus ou moins longue échéance, est indispensable, car l'implantation d'une ville sur un gisement de substances métalliques ou de combustibles situé à faible profondeur, ou plus simplement sur un gisement de sables et graviers riche en eau, peut arrêter définitivement toute tentative d'exploitation.

Il est bien connu que dans de nombreuses mines de charbon (Nord de la France, Saint-Etienne), des quartiers entiers n'ont pu être défilés, car ils se trouvent en dessous d'installations urbaines ou industrielles importantes (canaux notamment) et que leur exploitation aurait créé des nuisances importantes en surface.

Par contre, après la fin des exploitations, les anciennes carrières, les défilages et galeries, constituent des vides importants qui peuvent servir de réservoirs d'eau, de gaz, d'hydrocarbures, d'abris atomiques ou... de stockage de déchets divers : ordures ménagères, déchets atomiques, résidus industriels, etc... Mais, dans ce cas, se pose le problème de la pollution des nappes d'eau souterraines.

Dans le domaine rural, s'il ne saurait être question pour le géologue de se substituer au pédologue, à l'agronome ou à l'ingénieur forestier, il peut néanmoins fournir des informations utiles à ces spécialistes, puisque la composition des sols est très souvent liée à la nature du substratum rocheux ainsi qu'à l'aptitude de certaines roches à s'altérer et à se dégrader sous l'influence des facteurs climatiques.

Dans le domaine des nuisances, les exploitations minières ou agricoles posent des problèmes parfois difficiles à résoudre pour éviter : les bruits et poussières ; l'assèchement des terrains par abaissement de la nappe phréatique ; les éboulements et affaissements de terrains (mines de charbon) ; l'altération du paysage par des bâtiments et des déblais inesthétiques ; la pollution des nappes par rejet de déchets et sous-produits.

D'autre part, la notion de minerai représente toujours une concentration géochimique importante, non seulement de métaux, mais aussi d'éléments variés constituant les gangues qu'il faudra séparer pour purifier les métaux recherchés. Signalons à ce sujet qu'aux U.S.A., il est prévu que la pollution créée par la métallurgie du cuivre freinera l'industrie minière de ce métal vers les années 1985 à 2000.

Les sciences de la Terre ont un grand rôle à jouer dans l'environnement des régions industrielles et agricoles. Ce sont elles qui permettent de déceler les zones nouvelles d'exploitation et de prévoir et contrôler les nuisances qui en résultent.

IV. — EDUCATION, PROTECTION DES SITES ET LOISIRS

La France présente une variété exceptionnelle de roches et de paysages qui retiendraient l'attention du public si celui-ci savait les comprendre. Connaître et apprécier les sites naturels pourrait contribuer pour beaucoup au respect de la nature. Il est donc nécessaire d'engager une *action éducative du public*, ce qui pourrait se faire à peu de frais par la presse et par des données acquises dans la nature au cours des loisirs.

Dans de nombreux pays d'Europe, et notamment en Suisse, dans les pays scandinaves et les pays de l'Est, l'attention portée à la protection de la nature est beaucoup plus développée qu'en France. Cela provient fort certainement du fait que l'ensei-

gnement des sciences naturelles est plus poussé dans ces pays que chez nous. Un effort de vulgarisation semble devoir être fait en ce sens.

Il serait possible de présenter d'une façon attrayante les caractéristiques géologiques de certains secteurs dans des revues de vulgarisation scientifique, des journaux pour jeunes ou des revues touristiques, ou de favoriser la diffusion de *documents géologiques simplifiés*, tels que des cartes géologiques comportant des itinéraires fréquentés, accompagnées de notices bien illustrées qui permettraient aux usagers de la route ou des chemins de fer de mieux connaître la zone parcourue (*).

Certains sites géologiques français mériteraient une présentation qui permettrait au voyageur de mieux comprendre le paysage. Les tables d'orientation pourraient être complétées par un commentaire géologique qui renseignerait le touriste sur la structure de la région.

Un grand nombre d'*étages géologiques* ont été créés d'après des coupes géologiques observées en France : Sinémurien de Semur, Toarcien de Thouars, Givétien de Givet. Les affleurements qui ont servi de référence ont souvent disparu, et les carrières, abandonnées depuis, sont en très mauvais état, parfois même transformées en dépôts d'ordures. Les géologues français ou étrangers aimeraient retrouver ces coupes de référence pour les comparer à celles de leurs secteurs d'étude et il est nécessaire, dans la mesure du possible, de les protéger en les déclarant "sites classés", en les maintenant en bon état et en plaçant un commentaire géologique illustré à leur abord.

Le problème se pose aussi pour des gisements de fossiles et de roches peu répandus qui devraient être protégés, soit pour leur rareté pétrographique, soit pour leur simple beauté. La France s'enorgueillit de posséder de magnifiques collections. A Paris se trouvent deux des cinq plus belles collections de minéralogie du monde (Ecole nationale supérieure des mines, Muséum d'histoire naturelle) et les collections des musées de province sont souvent très riches. Sur les 2 500 espèces minérales décrites à ce jour, 1 500 sont connues en France et certains

gîtes célèbres (épuisés depuis) ont fourni des cristallisations qu'on peut voir dans de nombreux musées du monde. Il est regrettable que certains minéraux n'aient pas été récoltés en quantité suffisante pour approvisionner tous les musées. Le gisement de quartz clivé de Saint-Paul-la-Roche (Dordogne), actuellement exploité intensément par l'industrie verrière, est en voie de disparition. Or, il constitue un matériau unique pour comparer les effets des ondes de choc sur les minéraux. Le quartz de la Gardette (Isère), d'un faciès remarquable et dont le gisement n'est pas protégé, est systématiquement détruit par des amateurs maladroits.

Il faut préserver ces gisements.

Les sites qui ne présentent aucune marque due à l'activité humaine sont très rares en France. Il est souhaitable d'en conserver quelques-uns à l'abri des nuisances de la civilisation. C'est dans ce milieu que l'homme des villes peut se reposer d'un milieu urbain trop agressif et satisfaire un besoin de dépaysement. Le géologue peut aider à mettre ces sites en valeur. Dans le domaine des loisirs, l'homme recherche des espaces verts ou des étendues d'eau. Lorsqu'il faut créer de telles retenues, le géologue doit être consulté pour savoir si la retenue sera imperméable ; si le bassin versant est suffisant pour que les pluies qu'il reçoit emplissent la retenue ; si le sol sur lequel le barrage de retenue sera édifié est suffisamment résistant ; si les produits de l'érosion ne combleront pas rapidement la retenue ; si l'étendue d'eau créée ne provoquera pas de glissements de terrain.

On peut aussi concevoir, dans les anciennes carrières de pierre dure, d'utiliser les parois comme murs d'escalade. Le géologue pourra fournir des indications sur la nature des bancs, leur fissuration et prévoir les mesures à prendre pour en assurer la stabilité. Des carrières abandonnées pourraient servir de théâtre en plein air en y aménageant les gradins.

En ce qui concerne les carrières en eau, les sablières principalement, l'intervention du géologue peut permettre de fournir les renseignements nécessaires sur les matériaux à enlever en vue de la réalisation de vastes plans d'eau.

Les anciens travaux miniers peuvent contribuer à améliorer l'environnement si l'on utilise les installations dans d'autres buts que leur but initial : buts touristiques et scientifiques dans le cas de vieilles mines de montagne (galeries visitables par les curieux, pour minéraux rares, gisements célè-

(*) Une brochure de ce type est déjà publiée : « A la découverte des paysages géologiques, de Paris à Avalon ». (Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique national).

En vente au B.R.G.M., Bibliothèque, 74, rue de la Fédération, 75-Paris (15^e), et au B.R.G.M., Serv. Documentation, D.S.G.N., B.P. 6009, 45-Orléans (02). —

bres ou typiques, coupes de filon ou couches bien étudiées pouvant servir de référence, exposition permanente de vieux matériel minier et documents divers pour l'éducation du public ; entrées de galeries pouvant servir de refuges en montagne, après aménagement ; anciennes voies à maintenir pour permettre la pénétration dans la région ; bâtiments aménageables en refuges ou chalets pour vacances).

Les sciences de la Terre peuvent donc jouer un rôle important dans l'organisation des loisirs, lorsqu'il s'agit de l'aménagement de sites, et notamment de créer des plans d'eau.

V. — ENVIRONNEMENT PHYSIOLOGIQUE ET SANTE

La plupart des substances minérales ont une influence sur le métabolisme de l'homme. Certaines sont nuisibles et les sciences de la Terre doivent intervenir pour le protéger.

L'influence des substances minérales sur le métabolisme de l'homme peut être :

— *indispensable* : l'eau ;

— *bénéfique* : sels (chlorure de sodium) pour l'alimentation, zinc, mercure en pharmacie, engrais ;

— *nocive* : un excès de fluor, les sels de plomb, de cuivre, d'arsenic, de mercure, déterminent des maladies parfois mortelles (saturnisme...) ; poussières de silice et silicates provoquent la silicose chez l'homme et les animaux.

Une étude de l'environnement humain doit donc tenir compte de l'emplacement, des qualités, des concentrations, des valeurs et des méthodes d'exploitation actuelles et même futures des substances minérales du sol et du sous-sol.

Aux U.S.A., les recherches de géochimie médicales sont très poussées. Une étude en cours porte sur la comparaison entre les taux de mortalité cardio-vasculaire et l'environnement géochimique. On a pu constater que, dans une région de Géorgie, le taux de mortalité par maladies cardio-vasculaires est le plus bas de tous les U.S.A., alors que dans les autres régions de l'Etat, la mortalité est comparable à la moyenne des U.S.A. De fortes différences entre les teneurs en éléments en traces des sols (la région à fort taux de mortalité étant pauvre en traces) ont été mises en évidence. On pense donc que cette carence pourrait jouer un rôle pour expliquer le problème de ce taux.

Dans le domaine des pollutions atmosphériques, en France, ce sont surtout les pollutions gazeuses qui font l'objet d'études. Parmi les maladies dues aux poussières contenues dans l'atmosphère, seule la silicose, maladie des mineurs, est bien connue du grand public. Or, il est possible de rapporter à un empoussiérage nocif certaines affections pulmonaires. Le rôle biologique des poussières n'est pas actuellement élucidé. On trouve des corps asbestosiques en très grand nombre chez les sujets atteints d'asbestose pulmonaire classique : par contre, l'action carcinogénétique des asbestes, de plus en plus souvent invoquée, est un problème loin d'être résolu. Cette action n'est peut-être pas due uniquement à ce minéral, mais surtout aux hydrocarbures ou aux métaux, notamment le nickel.

Seuls quelques instituts se préoccupent de la pollution particulaire, mais en se limitant le plus souvent à la densité de l'empoussiérage (nombre de particules/m³). Pourtant l'identification des particules, l'étude de leur taille, de leur forme, sont du ressort des méthodes classiques des disciplines relevant des sciences de la Terre : microanalyseur, microscope à balayage, etc.

En conclusion, si l'action de certaines substances minérales sur l'organisme humain est bien connue, de nombreuses recherches de géochimie médicale restent à entreprendre.

Les sciences de la Terre ont un rôle important à jouer dans la lutte contre les pollutions de l'air et de l'eau.

*

**

Comme nous l'avons vu au cours de cet exposé, les sciences de la Terre se placent en amont de tous les projets d'aménagement et, dans la plupart des cas, à l'amont de toute lutte pour l'amélioration de l'environnement. Les données biologiques, écologiques, sociologiques, économiques et politiques n'interviendront qu'en aval. Faute de procéder de la sorte, on peut s'exposer à des ennuis coûteux, parfois graves : affaissements ou glissements de terrain, eaux impropres à la consommation, ruptures d'ouvrages de retenues, pollutions diverses, etc...

Une meilleure connaissance des sciences de la Terre par le grand public développerait chez lui le respect de la nature et des richesses naturelles. Les problèmes de l'environnement en seraient simplifiés.

Une meilleure utilisation de leurs applications par les planificateurs, rendrait plus cohérents les plans d'aménagement.

Hydrogéologie dans la région du Nord

Sommaire. — Le problème des ressources en eau de la région du Nord a été soulevé par G. Waterlot depuis quinze ans. Il en rappelle les différents aspects en fonction de la géologie régionale. Des solutions faisant appel à une connaissance précise des mécanismes hydrauliques peuvent être mises en œuvre, telles que la surexploitation saisonnière des nappes pour renforcer le débit d'étiage des rivières ou bien l'utilisation de réservoirs potentiels pour emmagasiner les débits de crue d'une rivière.

Summary. — The problem of water resources in Northern region has been pointed out by G. Waterlot along fifteen years. He reminds the different aspects in accord with regional geology. Solutions calling exact knowledges of hydraulic processus can be found: to increase the stream flows during periods of low-water by pumping groundwater or to employ empty natural underground reservoirs to store stream flow during periods of overflow in a river.

1. — INTRODUCTION

par G. SOULIEZ (*)

Nul autre que G. Waterlot n'est plus qualifié pour parler du problème de l'eau dans la région du Nord puisque, grâce à sa grande expérience, il fut parmi les premiers voici quinze ans, à attirer l'attention des pouvoirs sur la crise qui menaçait l'alimentation en eau de notre région. Ses conclusions sont pessimistes et il a raison : nos ressources sont faibles, notre consommation augmente et la pollution des nappes s'accroît d'année en année.

La gravité du problème ne doit cependant pas nous amener à baisser les bras, bien au contraire. Depuis quinze ans, un Service régional s'est développé avec le concours du Professeur Waterlot pour étudier les problèmes de l'eau. Ce fut d'abord l'inventaire des ressources hydrauliques du Nord-Pas-de-Calais, tâche ingrate mais fondamentale, qui permet maintenant, grâce à des réseaux d'observation permanents et à une documentation abondante, sinon de résoudre, tout au moins de comprendre les phénomènes hydrogéologiques de notre région et préserver nos ressources.

Il n'y a pas de solution unique aux nombreux problèmes de ressources en eau qui se présentent dans la région. N'oublions pas que ceux-ci se posent d'une part, en terme de quantité, d'autre part en terme de qualité. Chaque fois, ce sera l'hydrogéologue qui, faisant la part, importante,

qui revient à la connaissance du sous-sol et à l'observation, essaiera d'appliquer les nombreuses techniques qu'offre aujourd'hui cette science de plus en plus spécifique qu'est l'hydrogéologie. En faisant appel à d'autres sciences, mathématiques, physique, chimie, hydraulique, informatique, et en se désaisissant d'une partie de son intuition professionnelle, le géologue peut comprendre les phénomènes et trouver des solutions.

Parmi de nombreuses études récentes qui feront ultérieurement l'objet de publications, nous avons choisi deux exemples qui montrent, d'une part, la nécessité d'une bonne connaissance de la géologie régionale et qui soulignent, d'autre part, la diversité des méthodes à mettre en œuvre pour résoudre des problèmes d'alimentation en eau. En effet, dans la première étude (S. Ramon), il s'agit de surexploiter saisonnièrement une nappe pour renforcer le débit d'étiage d'une rivière (la Lys) et permettre ainsi de prélever en aval, un important débit constant destiné à alimenter la région de Lille. Dans la seconde étude (L. Crémille, S. Ramon), il s'agit au contraire de profiter de la présence d'un aquifère potentiel pour y stocker un volume d'eau prélevé dans une rivière avant qu'elle ne rejoigne un cours d'eau pollué, et ainsi créer ou améliorer des champs captants. Dans les deux cas, il s'agit d'études originales qui ont reçu ou qui recevront dans un bref délai une application. C'est ainsi que, zone par zone, dans le cadre d'une

(*) B.R.G.M. Service Géologique Régional Nord - Pas-de-Calais, Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.

politique régionale de l'eau bien définie, des solutions, faisant appel à la recherche et à l'imagination, contribueront à assurer l'alimentation en eau de notre région.

Le problème de la nappe du Calcaire carbonifère mérite lui aussi d'être abordé dans le cadre

de cet exposé sur l'hydrogéologie dans la région du Nord. En effet, c'est le point le plus critique et le plus urgent à résoudre. G. Dassonville, qui a étudié cette nappe lorsqu'il était au B.R.G.M., a raison de nous rappeler les données générales du problème.

II. — LA SITUATION EN EAU POTABLE DANS LE NORD DE LA FRANCE

par G. WATERLOT

Alors que les besoins en eau d'une région industrielle et très peuplée, comme celle du Nord, sont très importants, les ressources restent limitées, d'une part, à cause de la pluviosité qui ne s'élève qu'à 700 mm par an environ, ce qui ne représente qu'une infiltration annuelle de 210 mm environ (soit 30 % de la pluviosité), d'autre part, à cause de l'absence de cours d'eau importants dans lesquels on pourrait prélever une partie de l'eau nécessaire aux besoins, ce qui n'est pas possible parce que le débit estival satisfait de justesse aux nécessités de la navigation. Par exemple, la Centrale thermique des Ansereuilles prend son eau dans la Deûle mais six forages utilisant l'eau de la nappe de la craie ont été prévus à Férin, en vue de restituer à la Deûle, en cas de besoin, l'eau qui lui est prélevée.

Il résulte de ce fait une exploitation intensive des nappes aquifères qu'il n'est plus guère possible actuellement d'intensifier. Or, les besoins en eau augmentent annuellement, tant pour les agglomérations que pour les industries, si bien que l'on estime un doublement de la consommation en eau en 25 ans environ.

Les nappes d'eau souterraine auxquelles il est possible de s'adresser sont très limitées. En dehors de la petite nappe insignifiante des dunes et celle des sables verts landéniens qui ne fournit que quelques m³ par heure au maximum (3 à 5 m³) et dont le niveau piézométrique a baissé de plus de 40 m en 70 ans, on ne peut guère exploiter que les nappes du calcaire carbonifère et de la craie et aussi, très localement, celle des alluvions, comme à Thiant.

La nappe du calcaire carbonifère s'alimente essentiellement en Belgique dans les zones d'affleurement du calcaire : vallées de la Sennette, de la Senne (région de Soignies), de la Dendre (Jubise, Maffle) et de l'Escaut (Tournai à Antoing) et dans les environs de Casteau et de Basècles. De là, l'eau

s'écoule vers la France et devient captive sous un revêtement de terrains crétacés. Il est possible qu'une alimentation supplémentaire de la nappe du calcaire carbonifère s'établisse à partir de la nappe de la craie, à travers les marnes turoniennes, soit de façon naturelle, soit par l'intermédiaire de forages utilisant les deux nappes.

On estime que les prélèvements annuels à la nappe du calcaire carbonifère sont de l'ordre de 43 millions de m³ par an, mais ils ont pour effet d'affaiblir le niveau piézométrique de la nappe, lequel a baissé de plus de 70 m en 50 ans, dont 20 m pendant les dix dernières années. Actuellement, le niveau est à peu près stabilisé, bien qu'il descende encore légèrement. C'est pourquoi il est impossible de prélever davantage d'eau, d'autant que les Belges augmentent leurs prises de 1,5 à 2 millions de m³ par an.

La nappe la plus riche est celle de la craie, mais elle l'est très inégalement suivant les lieux. Dans le sous-sol des plateaux, elle est généralement pauvre ; par exemple, on peut citer le cas de puits ayant fourni très peu d'eau : Aniche avec 14 m³/h malgré 264 m de galeries souterraines, Monchecourt avec 2,2 m³/h pour 113 m de galeries, Gaudiempré avec 200 litres par heure pour 70 m de galeries. La nappe est beaucoup plus abondante dans le sous-sol des grandes vallées comme celle de la Deûle, de l'Escaut, de la Sensée, de la Scarpe, de la Canche, parce que ce sous-sol est fortement fissuré. Aussi est-ce dans les vallées que l'on prélève les importants volumes d'eau dont ont besoin les agglomérations et les industries. La Société des Eaux du Nord, qui alimente une partie de la région lilloise, prend 74 000 m³ par jour, soit 27 millions de m³ par an dans la nappe de la vallée de la Deûle, aux Ansereuilles ; la Ville de Lille, 45 000 m³ par jour à Emmerin ; la région de Dunkerque, 30 000 m³ par jour depuis Houille-Mouille (P.-de-C.) ; celle de Calais, 15 000 m³ par

jour à partir de Guines ; les villes de Roubaix - Tourcoing, de 16 000 à 18 000 m³ par jour à Pecquencourt, près de Douai.

Ces prélèvements intensifs ont pour effet de faire fléchir le niveau de la nappe qui arrive à être surexploitée dans la région minière. Par exemple, le forage témoin des Hudions, près de Marchiennes, accuse une baisse du plan d'eau de 15 m ; il en est de même pour la zone des Anse-reuilles. Le plan d'eau a baissé également à Lens, à Douai, à Wandignies-Hamage où s'alimente la ville de Valenciennes, à Vieq où la Société Eau et Force prend son eau pour la région entourant Valenciennes. Dans la vallée de la Deûle, qui est très aquifère, on peut penser pouvoir prélever encore quelques millions de m³ d'eau supplémentaires par an, mais l'abaissement actuel du plan d'eau ne permet pas d'avoir l'espérance de pouvoir doubler le débit actuel, comme le besoin s'en fera sentir dans les prochaines années.

Par des études prolongées, on a pu établir que les nappes des vallées de l'Escaut et de la Sensée peuvent fournir chacune sans inconvénient sensible de 50 000 à 70 000 m³ par jour. Il existe donc là des ressources possibles auxquelles on ne s'adresse pas pour l'instant ; en effet, la nappe de la vallée de l'Escaut donne naissance à des sources souvent abondantes, par exemple comme celles de la région d'Iwuy, qui fournissent 60 000 m³ par jour en moyenne, mais cette eau se déverse au canal pour les besoins de la navigation. Si l'on exploite la nappe de la Sensée, le pompage fera baisser le plan d'eau de la station de loisirs d'Aubigny-au-Bac. Mais la mise en exploitation intensive de la nappe ne pourra peut-être pas toujours être évitée et ces volumes d'eau disponibles seront bientôt nécessaires à la région de Valenciennes, d'une part, et à la région de Douai, d'autre part, toutes deux plus rapprochées des lieux de prélèvement que la région lilloise.

C'est ainsi que l'on doit admettre qu'il n'est plus possible de penser pouvoir prélever encore d'importants volumes d'eau supplémentaires dans les nappes aquifères pour les besoins de la métropole régionale.

Un élément autre que la limitation des ressources aquifères perturbe encore la situation ; c'est celui de la pollution. Les rejets industriels sur le sol ou dans les ruisseaux finissent par pénétrer dans les eaux souterraines. C'est ainsi que la nappe de la vallée de la Deûle finit par produire des eaux trop sulfatées avec un titre hydrotimétrique de l'ordre de 50°, que la nappe de Courcelles-lez-

Lens donne des eaux totalement inutilisables tant elles sont dures et que même des eaux captives comme celles du calcaire carbonifère arrivent, en certains points, à être trop minéralisées pour qu'elles puissent être utilisables. Au point de vue chimique, le B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) a constaté de très fortes teneurs en éléments minéraux ; dans la majorité des cas, les eaux sont encore acceptables mais certaines contiennent du phénol et doivent donc être traitées pour devenir propres à la consommation. Le déversement des produits de vidange dans les carrières souterraines, les puits perdus servant d'exutoire à certains réseaux d'égout, les infiltrations de l'eau polluée de certains cours d'eau contribuent à diminuer les qualités de l'eau souterraine, si bien qu'en certains endroits, les nappes sont inutilisables.

En d'autres endroits, l'eau est parfaitement potable mais ne peut être, pour le moment, utilisée pour les besoins des populations. En plus des sources de la Sensée qui ne font qu'alimenter les étangs et zone de loisirs d'Aubigny-au-Bac et des sources de la vallée de l'Escaut dont l'eau se rend au canal, on peut encore citer les pertes considérables d'eau potable occasionnées par les besoins de la cressiculture. Certaines installations du Pas-de-Calais laissent écouler librement, par artésianisme, jusqu'à 20 000 m³ d'eau par jour pendant toute l'année ; après avoir arrosé le cresson, l'eau se rend ensuite à l'égout.

Ainsi, les besoins en eau deviennent supérieurs aux disponibilités des nappes d'eau souterraine et des dispositions autres que les captages habituels doivent être envisagées.

Une première solution consiste à réalimenter les nappes par infiltration des eaux pluviales. La nappe de la craie étant alimentée uniquement par la pluie s'infiltrant dans le sol, il en résulte que les surfaces rendues imperméables par le développement de l'urbanisme et de l'industrie entraînent une diminution des arrivées d'eau dans la nappe. L'agence de bassin Artois-Picardie estime que, pour chaque hectare étanchéifié, 2 500 m³ par an sont ainsi perdus pour la nappe et partent à l'égout. De là, vient l'idée de réalimenter la nappe avec l'eau pluviale recueillie dans des bassins d'infiltration, comme la technique est déjà employée sur la moitié environ de l'autoroute du Nord, ou encore avec l'eau des rivières ; dans ces cas, on prévoit l'installation d'un bassin de décantation, dont l'eau, après traitement, serait injectée dans la nappe. Déjà, la zone industrielle de Seclin et l'aéroport de Lesquin

sont équipés en bassins d'infiltration ; pour la ville nouvelle de Lille-Est, on prévoit également dans ce but un bassin creusé dans la craie avec fond recouvert de sable.

L'utilisation des eaux superficielles apparaît ainsi comme devenue nécessaire et les responsables de l'alimentation en eau de la Métropole régionale se sont orientés vers la vallée de la Lys où une prise d'eau permanente de 50 000 m³ par jour serait effectuée en amont d'Aire-sur-la-Lys et à 3 km en amont du point de confluence de la Lys et du Canal d'Aire à La Bassée, près de Moulin-le-Comte. En ce lieu, le cours d'eau est peu pollué. Lorsque la prise d'eau de 50 000 m³ par jour devra être augmentée pour arriver à 100 000 et même 150 000 m³ par jour, un transfert serait opéré depuis la Canche dans la Haute-Lys et, si besoin est, depuis l'Authie. Aux endroits où les prélèvements auraient lieu, les eaux de la Canche et de l'Authie ont des qualités très voisines de celles de

la Haute-Lys. D'après les analyses qui ont été effectuées, ces eaux de rivières ne présentent pas de pollution chimique. Les concentrations en substances toxiques sont inférieures aux normes officielles. Les caractéristiques chimiques sont même meilleures que celles des eaux souterraines de la craie dans la vallée de la Deûle qui se trouve située en aval de la zone minière et en supporte les pollutions chimiques. Par exemple, le titre hydrotimétrique reste compris entre 25 et 30°, étant donc nettement inférieur à celui des eaux souterraines dans la vallée de la Deûle ; il y a peu de chlorures (16 à 24 mg/l en Cl), de sulfates (9,3 à 15,5 mg/l en SO₄), de fer (0,01 à 0,06 mg/l en Fe) ; le résidu sec à 180° est très acceptable (285 à 369 mg/l). Les eaux sont peu polluées bactériologiquement et, après traitement, l'eau sera potable, répondant bien aux normes du Code de la Santé publique. Ce grand projet, en cours de réalisation, est la dernière grande ressource en eau de la région avant l'utilisation de l'eau de mer.

III. — RENFORCEMENT DU DEBIT D'ETIAGE DE LA LYS PAR SUREXPLOITATION SAISONNIERE DE LA NAPPE DE LA CRAIE

par S. RAMON (*)

Sommaire. — Afin d'augmenter le débit d'étiage de la Lys, il a été envisagé de « forcer artificiellement » le drainage des eaux souterraines par la rivière au moyen de pompages saisonniers dans la nappe de la craie.

L'étude hydrogéologique du haut-bassin de la Lys, entreprise dès 1966, a nécessité la réalisation de nombreux sondages et l'utilisation des techniques modernes de la géophysique, la micropaléontologie et des pompages d'essai.

Un essai pilote à petite échelle a montré qu'il est permis d'être très optimiste sur les possibilités d'une réalisation « industrielle » de régularisation de débit d'eau de surface par surexploitation saisonnière des eaux souterraines.

La région de Fruges (Pas-de-Calais) se prête admirablement aux conditions requises pour le prélèvement d'un débit important.

Summary. — In order to increase the stream flows during the periods of dry weather, it has been imagined to pump ground water into the river.

Begun in 1966, the study of the hydrogeological conditions of such an experiment has been developed in the high basin of the Lys river.

Drilled boreholes, geophysic, micropaleontology, gauging stations and pumping tests have been used successfully to estimate the aquifer characteristics of the chalk and to build a representative hydrogeological scheme.

A low scale pilot experiment showed that the Fruges area is particularly suitable in the case of an important catchment.

1) Introduction.

L'aménagement hydraulique de la région du Nord prévoit le captage dans la Lys, à Moulin-le-Comte, d'un débit de l'ordre de 1,1 m³/s tout en maintenant un débit sanitaire minimum à l'aval de 0,3 m³/s. Si le débit moyen de la rivière est

supérieur à ces valeurs, le débit d'étiage peut atteindre 0,6 m³/s. Il faut donc trouver 800 l/s de nouvelles ressources temporaires, soit par amenée

(*) B.R.G.M. Service Géologique Régional Nord - Pas-de-Calais, Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.

d'eau d'autres bassins, soit par régularisation des écoulements.

En matière de ressources hydrauliques, eaux de surface et eaux souterraines ne sont pas dissociables. Il a ainsi été envisagé d'intervenir sur leurs relations afin de moduler le débit d'étiage du cours d'eau par des pompages saisonniers dans les réserves d'eau souterraines. Il s'agit donc de tenter de « forcer artificiellement » le drainage des nappes par la rivière. Le Water Resources Board étudie un tel projet en Grande-Bretagne depuis 1965.

Dans certaines circonstances particulièrement favorables, des surexploitations saisonnières de ressources en eau potable ont été réalisées, notamment en Afrique du Nord. L'application de ce procédé au maintien du « flot de base » d'un cours d'eau n'a encore jamais été effectuée.

L'étude des possibilités du renforcement du débit d'étiage de la Lys par surexploitation saisonnière des réserves de la nappe de la craie a été entreprise en fin 1966 à l'initiative de la Délégation générale à la recherche scientifique et technique dans un but méthodologique à l'origine. Devant l'intérêt présenté par le site de la Haute-Lys, des travaux complémentaires ont été réalisés avec l'aide de l'Agence de bassin Artois-Picardie et du Service régional d'aménagement des eaux.

2) Contexte géologique et hydrogéologique.

La Lys est une rivière de la craie. Elle prend sa source sur le flanc sud de l'anticlinal de l'Artois et s'écoule vers le nord.

Le site géologique du haut-bassin de la Lys dans la région de Fruges (Pas-de-Calais) est caractérisé par le pendage général des formations crétacées (de l'Albien au Sénonien) vers le S et l'W. Elles sont transgressives sur le Primaire lui-même plus élevé au N qu'au S. La Lys s'écoulant vers le N, sa vallée recoupe toute cette série stratigraphique jusqu'à entailler les grès et schistes primaires. Ceux-ci constituent un verrou hydraulique qui s'oppose à la fois à un écoulement souterrain vers la Lys moyenne et à un bon drainage de la nappe de la craie en maintenant un « niveau de base » d'altitude élevée.

Ce site de la Haute-Lys et de son affluent local, la Traxenne, attire donc l'attention par sa situation originale de bassin fermé ayant de grandes réserves hydrauliques non mobilisées naturellement.

C'est donc un réservoir souterrain de grandes dimensions (plus de 200 km² de craie affleurante) a priori susceptible de permettre une régularisation des écoulements par drainage artificiel.

La coupe géologique EW de la vallée de la Traxenne (fig. 1), établie après les travaux de recherche par sondages de reconnaissance, études géophysiques et micropaléontologiques, est assez représentative du bassin de la Haute-Lys, compte tenu du fait que les pendages sont dirigés vers le SW.

La région de Fruges est située à la charnière des faciès crayeux et perméables allant du Cénomannien au Sénonien dans le Boulonnais, et de ceux de l'Artois, qui sont pratiquement imperméables sous le Turonien supérieur (à cause d'une forte teneur en argile).

La nappe de la craie dans la région de Fruges circule dans les formations du Turonien moyen au Cénomannien inférieur. Avant nos travaux, les caractéristiques hydrauliques de la craie dans cette région étaient mal connues, faute d'ouvrages souterrains. Les seuls captages d'eau souterraine intéressants étaient tous situés dans la vallée de la Traxenne et l'on avait admis que leurs bons débits étaient dus à leur situation en fond de vallée, comme cela est généralement constaté dans la craie sénonienne.

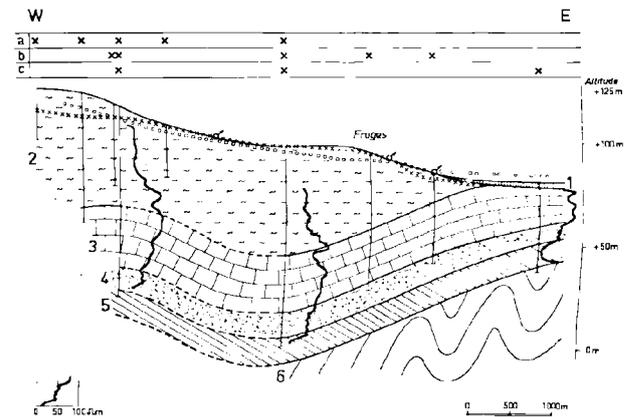


FIG. 1. — Coupe géologique le long de la Traxenne
 1 : Alluvions. — 2 : Turonien. — 3 : Cénomannien. —
 4 : Tourtia. — 5 : Gault. — 6 : Primaire.
 XXX Niveau piézométrique en étiage de nappe dans
 le Turonien.
 OOO Niveau piézométrique en étiage de nappe dans
 le Cénomannien.
 a : Datation et corrélation par micropaléontologie.
 b : Corrélation par ray.
 c : Corrélation par diagraphie électrique.

3) Travaux effectués.

Ils ont débuté à la fin de l'année 1966.

L'étude géologique du haut-bassin de la Lys a comporté le rassemblement et la synthèse de la documentation disponible et le lever détaillé de la carte géologique, ainsi que de la surface piézométrique à plusieurs reprises. Elle a été complétée par des observations hydrométriques sur le débit de la Lys et de ses affluents et la mise en place d'un réseau de surveillance des niveaux piézométriques dès 1967.

Au cours de l'année 1968, un site de pompage d'essai a été choisi à l'amont des sources perennes de la Traxenne, dans la craie turonienne. Une station de jaugeage à enregistrement automatique a été construite à l'exutoire de la zone des sources. La réalisation de 4 piézomètres de 25 m de profondeur et d'un cinquième équipé en piézomètre double avec prises de pression à 25 m (Turonien moyen) et à 70 m (Cénomaniens supérieur) a été l'occasion d'une reconnaissance géologique des terrains. Les sondages ont été corrélés par micropaléontologie. La craie a semblé assez argileuse et quelques essais de perméabilité n'ont pas permis de distinguer le Cénomaniens supérieur du Turonien, le fond du forage étant probablement colmaté.

Un premier pompage d'essai a alors été réalisé dans les formations turoniennes sur un forage de 45 m foncé et acidifié en 1969.

On a procédé à un pompage à un débit constant de 15 l/s du 5 septembre au 7 octobre 1969, en période d'étiage de la nappe.

Le dépouillement de plus de 2 000 mesures diverses a prouvé le très haut rendement technique de l'opération, le débit des sources n'ayant baissé que de 2 l/s ; mais les conditions de cette expérience interdisaient une réalisation de type industriel (trop faible débit du forage).

Cependant, la surveillance des niveaux d'eau du piézomètre à double prise de pression a montré des différences dans l'évolution des niveaux d'eau dans les 2 aquifères.

La figure 2 montre que les variations piézométriques de la nappe dans le Cénomaniens varient en fonction de celles du Turonien. On a ainsi constaté l'effet « amortisseur » du réservoir turonien sur les eaux souterraines du Cénomaniens. Ceci nous laissait espérer que les bonnes caractéristiques hydrauliques du Cénomaniens de la basse vallée de la Traxenne se poursuivaient sous le recouvrement turonien et nous avons alors décidé

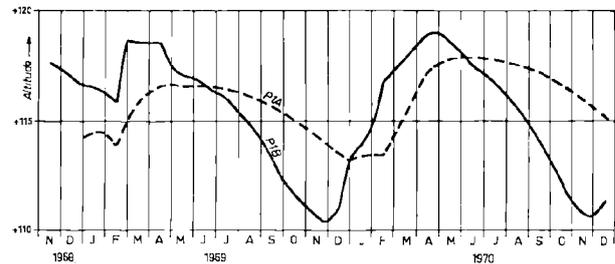


FIG. 2. — Variations piézométriques dans la vallée de la Traxenne

— Niveau piézométrique dans le Turonien moyen.
 - - - - Niveau piézométrique dans le Cénomaniens sup.

d'explorer cet aquifère inférieur que nous n'avions pas pu distinguer dans les premiers sondages.

En 1970, une campagne de géophysique de surface (sondages électriques), trois sondages de reconnaissance (260 m forés et 90 m de carottes analysés par micropaléontologie) et une dizaine de diagraphies électriques et gamma ray dans les forages ont apporté d'importants renseignements sur l'extension du Cénomaniens et la continuité de ses caractéristiques physiques. Des logs de radioactivité dans des forages, dont la coupe géologique était inconnue, ont permis d'effectuer de bonnes corrélations et de reconstituer partiellement cette coupe.

Il est apparu ainsi que les forts débits des ouvrages de la vallée de la Traxenne sont dus, non à leur position en fond de vallée, mais au fait qu'ils captent une craie plus perméable d'âge Turonien inférieur à Cénomaniens moyen.

Un nouveau forage, crépiné uniquement dans la zone favorable reconnue par la géophysique (de 55 à 85 m de profondeur) a subi un pompage continu de 22 jours à 192 m³/h, le niveau dynamique se maintenant à moins de 10 m du sol (soit un rabattement de l'ordre de 8 m).

Cette fois, l'augmentation de débit de la Traxenne à son confluent avec la Lys a été sensible (environ 1 400 m³/h au lieu de 1 200) et l'influence sur les émergences naturelles non observables.

Ce type d'ouvrage serait économiquement rentable dans l'optique d'une gestion hydraulique de l'ensemble du bassin de la Haute-Lys.

4) Etat des études en 1970.

On a confirmé le schéma hydrogéologique du bassin constitué d'un réservoir turonien de perméa-

bilité médiocre drainé par les formations très perméables du Cénomanién moyen.

Dans les parties basses des vallées, il a été constaté que les eaux issues du Cénomanién sont en charge sous les alluvions de la Lys et de la Traxenne. Elles sont jaillissantes à plus de 1,5 m au-dessus du plan d'eau des rivières, ce qui dénote un colmatage important du lit des cours d'eau.

C'est un élément très favorable à la réalisation d'un drainage artificiel temporaire de la nappe sans risquer une réinfiltration importante des eaux de la rivière.

Enfin, les caractéristiques économiques du dernier pompage d'essai sont telles qu'il est permis d'être très optimiste sur les possibilités industrielles de surexploitation saisonnière des eaux souterraines du bassin de la Haute-Lys.

5) Quelques conclusions de caractère méthodologique.

Au cours de cette étude, nous nous sommes particulièrement intéressés au rendement technique de l'opération. Il est défini comme le rapport entre l'augmentation artificielle de débit du cours d'eau et le débit effectivement pompé. En effet, le débit pompé provient :

- des réserves de la nappe,
- du détournement de l'alimentation des émergences naturelles Q_e ,
- de la réinfiltration dans la nappe d'une partie des eaux du cours d'eau Q_r .

Ce rendement dépend de nombreux facteurs, et en particulier :

- du débit du pompage Q_p ,
- de la durée du pompage,
- du « chemin hydraulique » (par analogie au « chemin optique »).

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{L_i}{K_i}$$

L_i est la longueur d'une des n por-

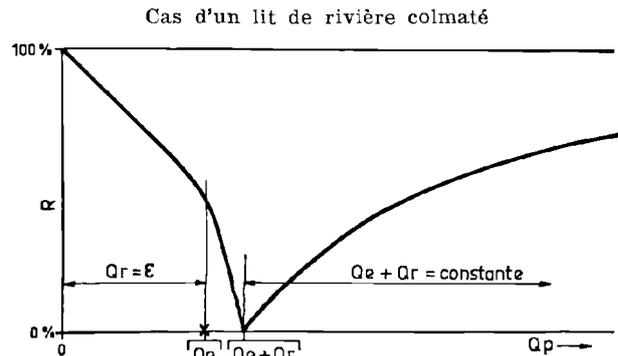
tions d'aquifère de perméabilité K_i parcourue par l'influence hydraulique la plus rapide entre le puits et l'émergence ou la zone de réinfiltration. Ce facteur semble très important et intègre en particulier le colmatage du lit du cours d'eau.

Les conditions ci-dessus sont valables tant que l'on n'assèche pas complètement les émergences.

La conjonction d'un lit très colmaté et d'un débit d'émergences relativement faible semble une

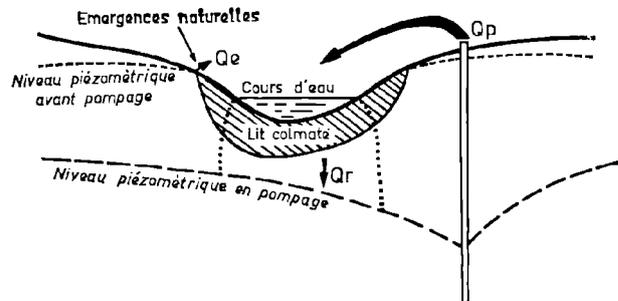
condition très favorable. On peut, en effet, concevoir un pompage à un débit largement supérieur à celui des émergences naturelles en admettant leur assèchement complet. Le rendement s'accroît alors avec le débit de surexploitation puisque les pertes d'eau du cours d'eau ne correspondent qu'à la suppression des émergences naturelles influencées par le pompage et aux réinfiltrations depuis la rivière (valeurs qui sont alors devenues indépendantes du débit de pompage). L'évolution du rendement en fonction du débit pompé dans le cas d'un lit colmaté, toutes choses égales par ailleurs, présente la forme du graphique de la figure 3.

Cette solution semble être le cas du bassin de la Haute-Lys. Il reste à estimer l'importance des réserves mobilisables et analyser l'évolution du bilan hydraulique dans l'année pour connaître l'importance de la modulation artificielle envisageable du débit d'étiage de la Lys.



Evolution du rendement R en fonction du débit pompé (toutes choses égales par ailleurs)

$$R = \frac{Q_p - (Q_e + Q_r)}{Q_p}$$



- Q_e = débit des émergences avant pompage
- Q_r = débit réinfiltré en pompage
- Q_p = débit pompé

Fig. 3. — Renforcement du débit d'un cours d'eau par prélèvements dans la nappe.

IV. — METHODE DE RECHERCHE SYSTEMATIQUE DES SITES FAVORABLES A L'ALIMENTATION ARTIFICIELLE DES NAPPES LIBRES

par L. CRÉMILLE et S. RAMON (*)

Sommaire. — L'alimentation artificielle des nappes libres pose le problème de la recherche de sites favorables.

La méthode exposée consiste à examiner divers sites possibles et à les comparer.

Ceci est obtenu à partir de données simples et uniquement par un travail de bureau. L'application de la formule de Jacob permet de sélectionner les sites en tenant compte des émergences induites et en fonction du volume injectable, du débit et du temps d'injection.

Il est ainsi possible de choisir à peu de frais quelques sites théoriquement favorables qui feront l'objet d'études spécifiques et de travaux de terrain à un stade ultérieur.

Summary. — Groundwater artificial recharge needs suitable infiltration sites.

The proposed method is a first step when such peculiar sites are looked for. Using basic measurement and a few simplifications, geometrical aspects of each possible site are compared regarding with time and importance of inflow. The best ones can be chosen with a simple office work, very cheap. Expansive ground prospection and specific studies can then be used later, with care, only on the most interesting theoretical infiltration sites.

1) Introduction.

L'alimentation des nappes libres à partir des débits de hautes eaux des rivières est l'un des moyens de régulariser les ressources en eau d'une région.

La mise en œuvre de cette technique nécessite la connaissance du régime de la rivière sollicitée ainsi que la connaissance de la géométrie et des caractéristiques hydrodynamiques du réservoir souterrain récepteur. Cette note a pour but de présenter un méthode de recherche des sites favorables à l'alimentation artificielle des nappes libres.

2) Géométrie du réservoir vide. Carte d'épaisseur d'aquifère « sec ».

Les nappes libres laissent par définition une partie de l'aquifère « sèche », c'est-à-dire non saturée en eau, qui constitue un réservoir vide susceptible d'être rempli. Pour avoir une bonne connaissance de la géométrie de cet aquifère « sec », il faut établir les cartes de la surface piézométrique de la nappe et du mur des formations supérieures, et déterminer par différence la carte d'épaisseur de l'aquifère « sec ». On définit ainsi des zones

plus favorables où l'épaisseur de cet aquifère « sec » est maximum.

3) Mode d'alimentation du réservoir. Carte d'épaisseur du recouvrement.

Le réservoir vide pourra être rempli, soit par infiltration à partir de bassins, soit par injection au moyen de forages.

L'infiltration par bassins exige que l'on choisisse un lieu où l'épaisseur de recouvrement est minimum. A partir des cartes du mur des formations supérieures et de la surface topographique, on trace donc par différence la carte d'épaisseur de recouvrement sur laquelle apparaissent les zones favorables.

4) Alimentation par forages. Cartes du relèvement maximum possible. Localisation des émergences.

a) Dans le cas de l'alimentation par forage, il est possible d'estimer les paramètres de l'injection (débit, relèvement, durée) en utilisant les théories en vigueur dans l'étude des pompages par forage. Plus précisément, les temps d'injection prévus étant longs, c'est à la théorie de Jacob qu'il est fait appel dans le cadre de cette note.

(*) B.R.G.M. Service Géologique Régional Nord - Pas-de-Calais, Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.

Un pompage entraîne la formation d'un cône qui s'interprète dans la méthode de Jacob par le tracé d'une droite, représentative du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmique.

On admet qu'une injection se traduit par la formation d'un cône, mais renversé, qui se représente aussi par le tracé d'une droite représentative du relèvement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmique (fig. 4).

Les hypothèses à satisfaire pour l'aquifère et la nappe sont identiques dans les deux cas :

— aquifère continu, homogène, isotrope jusqu'aux limites du substratum horizontal ;

— nappe initialement au repos, non réalimentée (en un autre endroit qu'au forage d'injection), rechargée (au lieu de « captée ») sur toute sa hauteur, relèvement faible (au lieu de « abaissement faible ») par rapport à l'épaisseur de la nappe.

b) Dans le cas d'une injection, il apparaît une contrainte qui n'existait pas dans le cas d'un pompage. L'extention du cône d'injection entraîne l'apparition d'émergences.

En un point donné, apparaîtra une émergence lorsque le relèvement dû au cône d'injection sera supérieur à la profondeur de la nappe par rapport au sol, c'est-à-dire sera supérieur au relèvement maximum possible. Il est donc nécessaire d'établir

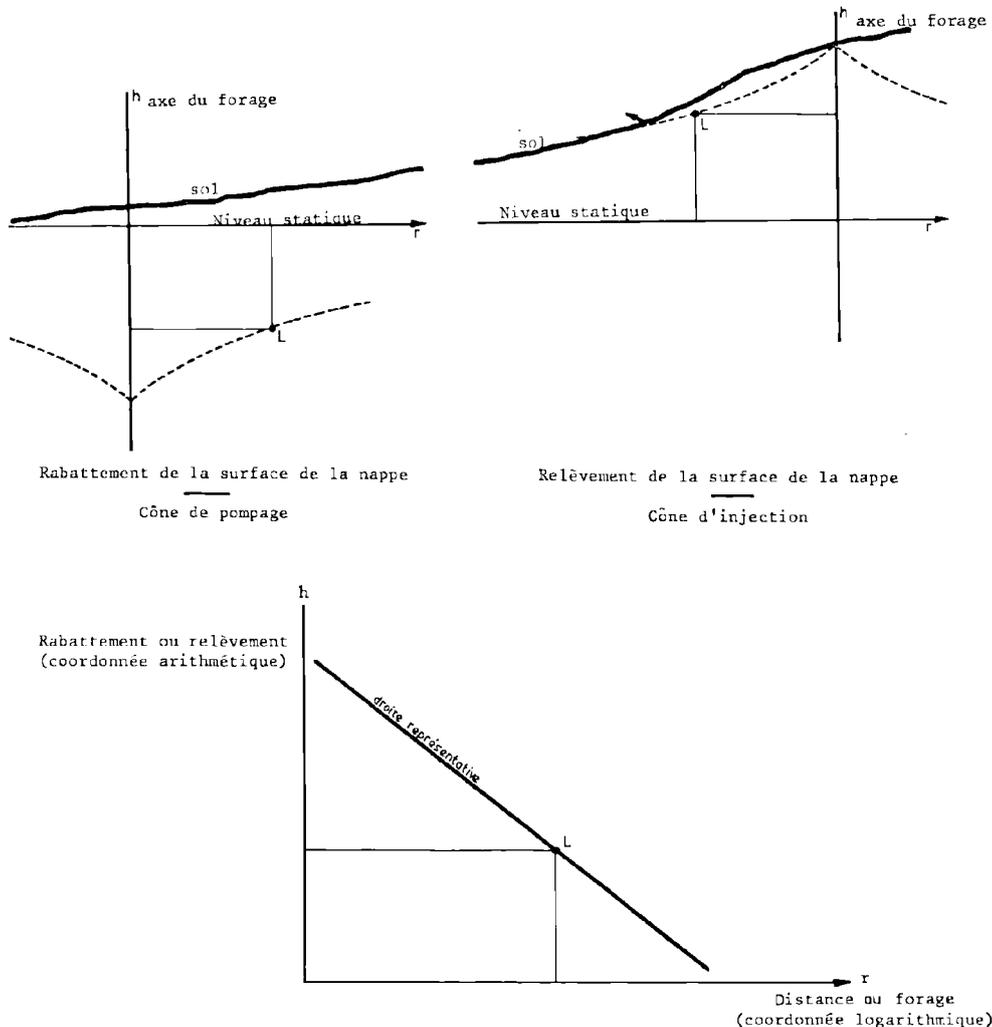


FIG. 4. — Droite représentative du cône de pompage ou d'injection

par différence entre les surfaces topographique et piézométrique la carte du relèvement maximum possible.

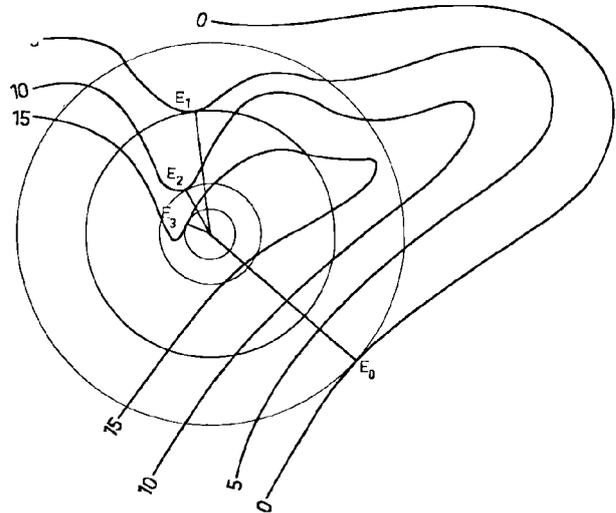
c) Cette carte étant établie, il n'est cependant pas possible de savoir a priori où apparaîtront les émergences. C'est pourquoi on recherche systématiquement le lieu d'émergence relatif à chaque valeur du relèvement. Il suffit pour cela de tracer, sur la carte du relèvement maximum possible, les cercles représentatifs des cônes d'injection centrés sur le site d'injection choisi et tangents à chaque ligne d'égal relèvement. Chacun des points de tangence constitue le lieu d'émergence pour le relèvement considéré. La figure 5 illustre la méthode par le choix d'un site d'injection.

On associe donc à chaque valeur h du relèvement maximum possible une valeur r du rayon du cercle tangent correspondant. Chaque couple (r, h) définit un point E sur papier semi-logarithmique en portant r en abscisse et h en ordonnée.

Si l'on relie les points E à partir du point E_f (correspondant au relèvement à la paroi du forage) jusqu'au point E_0 (correspondant au relèvement nul à la distance r_0 définie par le cercle tangent), on détermine une ligne brisée à l'intérieur de laquelle doit se trouver toute droite représentative d'une injection (fig. 5). Il apparaît ainsi un domaine dans lequel, on peut faire le choix des conditions d'injection les plus convenables. C'est le domaine des options possibles.

La droite qui correspond au cône provoquant la première émergence est celle qui relie les deux points de la ligne brisée, la laissant toute entière à l'intérieur du domaine. On l'appelle droite-limite d'injection.

Carte du relèvement maximum possible
Localisation des émergences



Représentation en papier semi-logarithmique

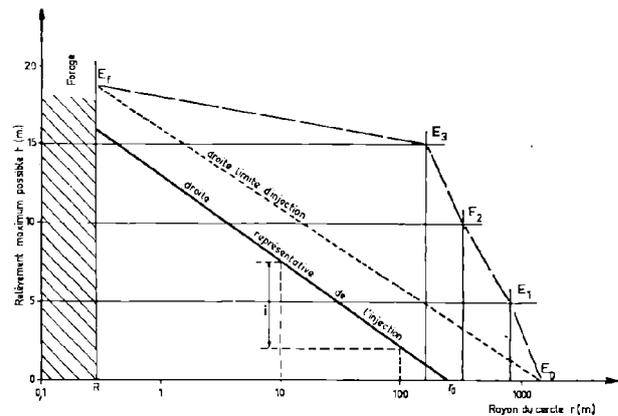


FIG. 5

5) Modalités d'injection en fonction des caractéristiques de l'aquifère.

Si on appelle :

- T la transmissivité
- S le coefficient d'emmagasinement
- $\frac{T}{S}$ la diffusivité
- Q le débit d'injection

Le relèvement h après un temps t de réalimentation en un point situé à une distance r du site d'injection, est donné par la formule :

$$h = 0,366 \frac{Q}{T} \log r \sqrt{\frac{1}{2,25 \frac{T}{S} t}}$$

C'est l'équation de la droite représentative de l'injection.

Cette droite peut être définie (annexes II et III) :

- par l'accroissement du relèvement sur un cycle logarithmique : i ;
- par la distance à laquelle le relèvement est nul : r_0 .

A partir de l'équation de la droite et des paramètres i et r_0 qui la caractérisent, on peut écrire des formules reliant les grandeurs entre elles.

Le débit d'injection Q et la transmissivité T sont reliés par la formule :

$$\frac{Q}{T} = \frac{i}{0,366}$$

tandis que le temps d'injection τ et la diffusivité T/S sont reliés par l'autre formule :

$$\tau \cdot \frac{T}{S} = \frac{r_0^2}{2,25}$$

Le volume emmagasiné $V = Q \cdot \tau$ peut alors s'écrire : $V = 1,2 S r_0^2 i$.

La possibilité de déplacer la droite représentative de l'injection à l'intérieur du domaine défini au paragraphe c se traduit par une possibilité de variation des paramètres i et r_0 .

Les caractéristiques T et S du terrain étant connues, le débit et la durée d'injection peuvent être choisis dans une certaine latitude en fonction des paramètres i et r_0 .

Le graphique de la figure 5 peut servir d'illustration à cette possibilité d'action sur l'injection.

Les paramètres i et r_0 de la droite d'injection valent :

$$i = 5,2 \text{ m/cycle}$$

$$r_0 = 1\,450 \text{ m.}$$

Si on choisit comme caractéristique de l'aquifère les valeurs $T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $S = 10^{-2}$, les paramètres de l'injection correspondant à la droite-limite d'injection sont donc :

$$Q = \frac{i \cdot T}{0,366} \quad \text{d'où} \quad Q = 14,2 \text{ l/s} = 51 \text{ m}^3/\text{h}$$

$$\tau = \frac{r_0^2}{2,25 T} \quad \text{d'où} \quad \tau = 9,3 \cdot 10^6 \text{ s} = 120 \text{ jours}$$

Il n'est pas obligatoire de choisir ces valeurs de débit et de temps d'injection, ce qui signifie que la droite représentative de l'injection ne se déplace pas nécessairement suivant une direction parallèle à la droite-limite d'injection.

On peut dresser les tableaux donnant Q en fonction de i et τ , en fonction de r_0 pour les

valeurs T et S choisies. En toute rigueur, i peut varier de 0 à ∞ mais on ne prend que des valeurs physiquement possibles.

On procède donc de la façon suivante. On choisit des valeurs de r_0 qui permettent de calculer τ mais qui donnent aussi des valeurs de i en joignant le point correspondant à r_0 au point Ef. Ces valeurs de i permettent de calculer les débits correspondants.

r_0 m	1	10	100	500	1 000	1 450
τ	4,4 s	7,4 mn	12,3 h	12,8 j	57,1 j	120 j
i m/cycle	35	12	7,5	6	5,3	5,2
Q l/s	95,5	32,7	20,5	16,4	14,5	14,2

On peut associer les temps τ aux débits Q et tracer la courbe représentative de cette fonction en portant Q en ordonnée et τ en abscisse (fig. 6). On s'aperçoit, pour l'exemple choisi, qu'il y a possibilité d'augmenter le débit d'injection dans les dix premières journées de l'alimentation et qu'ensuite ce débit est pratiquement imposé.

6) Conclusion. Intérêt de la méthode.

La méthode offre le moyen de tester de façon très rapide les réservoirs vides d'une région par le balayage systématique d'un grand nombre de sites d'injection possibles. Pour chacun d'eux, on recherche le domaine des options possibles et on fait le choix des meilleures conditions d'injection. Il suffit ensuite de comparer les différents résultats relatifs à chaque site et de faire le choix final du site définitif.

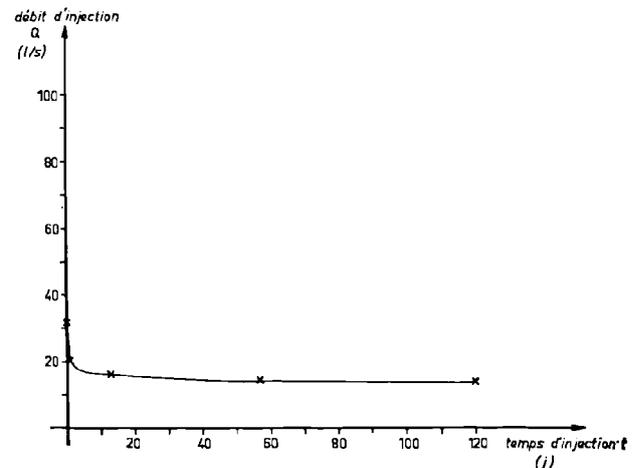


FIG. 6. — Variation du débit d'injection en fonction du temps d'injection

V. — LES SERVICES DE DISTRIBUTION D'EAU FACE AUX PROBLEMES DE LA NAPPE DU CALCAIRE CARBONIFERE

par G. DASSONVILLE (*) (**)

La nappe aquifère souterraine du Calcaire carbonifère qui s'étend dans le Hainaut occidental et sous l'agglomération de Lille-Roubaix-Tourcoing, est exploitée concurremment par les Belges et les Français depuis plus d'un demi-siècle. Son importance économique est très grande, tant pour la Belgique que pour la France.

Les débits prélevés y sont devenus très élevés et l'abaissement corrélatif du niveau de la nappe pose de graves problèmes. Les conditions dans lesquelles est réalisée l'exploitation de la nappe ont conduit, au cours des dernières années, les administrations française et belge à un rapprochement, en vue d'arrêter des actions communes permettant de stabiliser le niveau.

Les distributeurs d'eau qui prélèvent actuellement dans la nappe, à parts sensiblement égales de chaque côté de la frontière 1 m³/s, soit environ la moitié du prélèvement total, sont particulièrement concernés par ces dispositions à prendre.

L'une des mesures envisagées à court terme consiste dans la réalimentation artificielle de la nappe, en France et en Belgique, pour enrayer l'abaissement continu du niveau. Une mise au point des connaissances hydrogéologiques était nécessaire et a été entreprise, à partir notamment des études fondamentales réalisées sous les auspices des Administrations des mines des deux pays, d'une part par le Service géologique de Belgique, d'autre part par le B.R.G.M. en collaboration avec l'Université de Lille.

L'objet de cette note est de présenter simplement quelques-unes des données techniques qui nous apparaissent fondamentales dans la poursuite de nos études ; il ne saurait être question ici de sortir des généralités.

1) Rappel de généralités sur le Calcaire carbonifère.

Dans la région du Tournaisien, et au-delà de la frontière, le socle paléozoïque est représenté essentiellement par le Calcaire carbonifère (Dinantien),

(*) Société anonyme française d'études et de gestion (SAFEGE).

(**) Nous remercions vivement la Société Nationale de Distribution d'Eau de Belgique, la Communauté urbaine de Lille et la Société des Eaux du Nord d'avoir autorisé cette publication.

découvert ou recouvert par des formations crétacées (marnes et craies du Turonien et du Sénonien), éocènes (sables et argiles du Landénien et de l'Yprésien) et des alluvions et limons pléistocènes.

Le Calcaire carbonifère renferme, dans la région considérée, toute une série de formations bien entendu essentiellement calcaires, parfois argileuses, parfois silicifiées, et aussi dolomitiques, localement altérées par dissolution (karst fossile) constituant les étapes du Tournaisien et du Viséen. L'épaisseur totale est de l'ordre de 2 000 m.

Toute cette succession de terrains ne présente pas uniformément les mêmes caractères au point de vue aquifère. Sans entrer dans le détail des descriptions stratigraphiques et lithologiques, seuls présentent un réel intérêt, d'une part le Tournaisien supérieur (calcaires crinoïdiques du Tn3b) — exploité par ailleurs en carrières — et surtout, d'autre part, la partie supérieure du Viséen inférieur (calcaires dolomités du V1b), particulièrement altérée par dissolution.

2) Structure géologique.

Les terrains primaires s'enfoncent du SE vers le NW dans la région considérée et le Calcaire carbonifère n'affleure qu'au SE de Tournai, dans la vallée de l'Escaut, ainsi que plus à l'E (vallées de la Dendre, de la Senne, de la Sennette, etc...) à la faveur de l'érosion.

Le Calcaire carbonifère est affecté par des plis et des failles à direction privilégiée EW. Les affleurements de la vallée de l'Escaut sont dus à l'existence d'un pli anticlinal faillé (horst) occupé par du Tournaisien ; c'est l'anticlinal de Tournai-Mélantois grossièrement conservé dans la morphologie de la surface paléozoïque entre l'Escaut et la Deûle.

Cet anticlinal est relayé vers le N par un synclinal largement occupé par le Viséen V1b ; c'est le synclinal de Roubaix-Leuze qui péricline à l'W suivant un tracé passant par les villes de La Madeleine, Wambrechies, Bondues, Neuville-en-Ferrain et Mouscron.

3) Les unités hydrogéologiques.

Par le jeu combiné de la structure géologique, de la nature des roches constituant les différentes

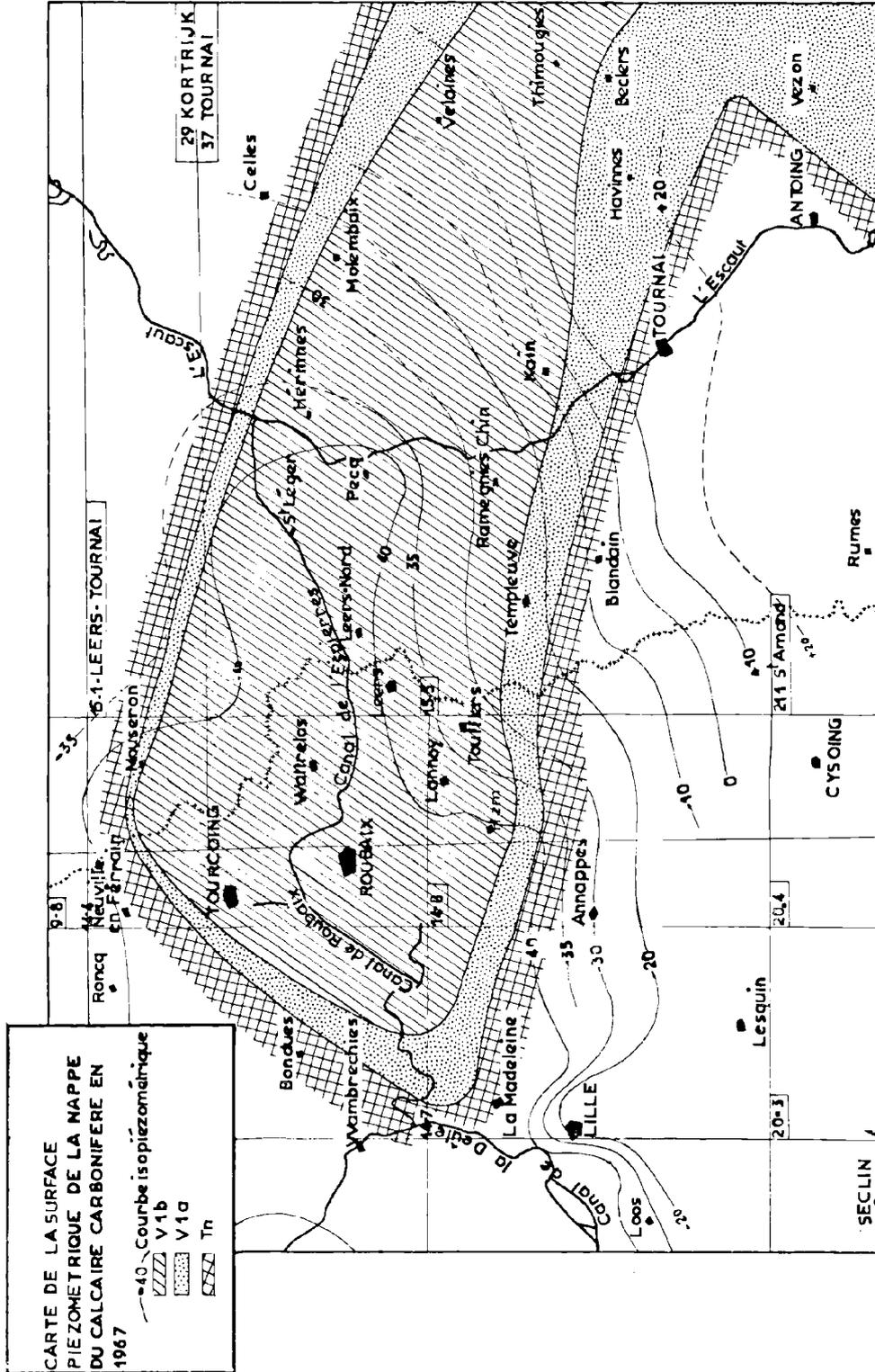


FIG. 7

assises et de l'altération de ces roches, la partie du Synclinal de Roubaix occupée par le V1b doit constituer, au point de vue hydrogéologique, une entité relativement indépendante de ce qui l'encadre et notamment des affleurements du système anticlinal faillé de Tournai.

Une telle situation conduit à revoir les considérations sur les modalités d'alimentation de la nappe et, en particulier, l'alimentation à partir des affleurements du Tournaisis.

4) L'alimentation de la nappe.

La nappe du Calcaire carbonifère est naturellement captive sous les terrains de recouvrement — hormis sous les sables du Landénien — en dehors des zones d'affleurement. Elle n'a pas d'autre exutoire que les ouvrages de captage d'eau, du moins dans la région considérée.

On distingue plusieurs origines possibles de l'eau dans les modalités d'alimentation de la nappe:

1° les infiltrations d'eaux météoriques dans la vallée de l'Escaut et dans celle de la Dendre.

L'infiltration dans le bassin versant de l'Escaut concerne l'anticlinal tournaisien et son bassin carrier où se pratique une exhaure importante. L'infiltration dans le bassin de la Dendre intéresse le synclinal viséen de Roubaix : Leuze est située en amont de Pecq - St-Léger - Mouscron - Roubaix... dans l'écoulement de la nappe.

2° les infiltrations d'eaux météoriques dans les zones de bordure de l'affleurement.

3° la percolation des nappes sus-jacentes et notamment de celle de la craie à la faveur d'accidents géologiques locaux.

4° l'infiltration accidentelle d'eaux de l'Escaut dans les zones de puits naturels.

Au regard des prélèvements à la nappe (70 à 75 millions de m³ par an actuellement), la conjugaison de ces différentes alimentations est insuffisante, même dans les hypothèses les plus optimistes, pour ne pas laisser croire à la surexploitation de la nappe, au moins dans le Synclinal de Roubaix, surexploitation dont témoigne l'abaissement continu du niveau de l'eau.

5) Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe.

L'examen de la surface piézométrique de la nappe montre l'existence, dans le synclinal de Roubaix, où se situe par ailleurs la majorité des captages, d'une vaste zone déprimée où le niveau est pratiquement uniforme, à une cote voisine de — 40. Depuis plusieurs dizaines d'années, les niveaux de l'eau à l'intérieur de cette zone, à Saint-Léger en Belgique, à Roubaix et à Bondues en France, varient de la même manière, en restant toujours sensiblement égaux. Cela démontre l'existence d'une transmissivité tout à fait remarquable dans le calcaire viséen de toute cette zone où la nappe se comporte comme un véritable lac souterrain dont le niveau varie également d'une extrémité à l'autre en fonction des prélèvements globaux. Dans le synclinal de Roubaix, la perte de charge de l'écoulement souterrain apparaît donc extrêmement faible.

En ce qui concerne le coefficient d'emmagasinement, tout porte à croire, au stade actuel des études, que celui-ci est également assez élevé pour une nappe captive et que les quantités d'eau emmagasinées et emmagasinables dans les secteurs où la nappe est devenue libre par suite de l'abaissement de son niveau, sont très importantes.

6) Conclusion.

La nappe du Calcaire carbonifère est un immense réservoir souterrain d'eau douce qui s'est rempli probablement à l'échelle des temps géologiques. En jouant à l'apprenti-sorcier avec la Nature, l'homme a entamé considérablement cette réserve par l'exploitation déraisonnée à laquelle il s'est livré pendant un siècle.

Au risque de créer des difficultés économiques graves, chacun a conscience à présent qu'il faut essayer de sauvegarder la situation, en un mot : protéger la Nature.

Il est réconfortant qu'en 1970, année mondiale de la Protection de la Nature, des efforts de concertation soient sur le point d'aboutir de part et d'autre de la frontière.

Les distributeurs d'eau sont décidés à donner l'exemple, et à mettre en œuvre des dispositions concrètes dès à présent, pour maintenir l'usage d'un réservoir d'un intérêt absolument exceptionnel.

Les Productoïdés du Djouffien (Permien supérieur) dans la Téthys orientale : essai sur l'agonie d'un phylum

par Henri TERMIER et Geneviève TERMIER
(Planches XXIX à XXXI)

Sommaire. — Les productoïdés du Djouffien sont les derniers représentants de ce groupe de Brachiopodes. Après avoir situé leur cadre paléogéographique dans la Téthys orientale, les auteurs, s'appuyant sur des matériaux inédits de Transcaucasie et du Cambodge, montrent pour les Strophalosiacés et les Productacés, quels types sont hérités de niveaux antérieurs et lesquels sont des innovations tachytéliques propres au court laps de temps auquel correspond l'étage Djouffien. Plusieurs espèces nouvelles et deux genres nouveaux sont décrits.

Summary. — Djouffian Productoids are the last representatives of this Brachiopod group. After they have situated their paleogeographical frame in Eastern Tethys, the authors, on account of new materials from Transcaucasia and Cambodia, show among Strophalosiacea and Productacea which are inherited from older levels and which are tachytelic innovations special to the short Djouffian stage. Several new species and two new genera are described.

Le Djouffien, partie tout à fait supérieure du Permien, fait la transition avec le Trias. En particulier, parmi les Ammonoïdés qu'on y rencontre, les Otocératidés sont déjà de cachet triasique (type "cératite"). Des organismes franchement paléozoïques, les Productoïdés, sont significatifs car ils n'ont qu'exceptionnellement dépassé la limite entre les deux systèmes. Dans le présent travail, nous nous appuyerons sur des matériaux récoltés par P. Bonnet en Transcaucasie, ainsi que sur ceux rapportés du Cambodge par J. Gubler. Nous avons pu les compléter par quelques formes venant de l'Iran et de Madagascar.

I. — CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

Le Djouffien marin fossilifère est localisé à la limite de la Téthys, tandis qu'ailleurs il est connu par ses équivalents continentaux, tels que le Tatarien (= Tartarien) russe. La plupart des gisements sont situés sur la bordure septentrionale de la Téthys, alors placée entièrement sous climat intertropical, c'est-à-dire sous un climat chaud que

matérialise dans le Djouffien inférieur (— Pamirien) la présence de Fusulines (zone à *Yabeina*) qui sont parmi les dernières connues. Mais on n'a pas signalé de récifs djouffiens, les organismes constructeurs sont rares, et les polypiers simples et isolés. En effet, le Djouffien correspond à une crise climatique, responsable de la disparition d'une bonne partie des faunes paléozoïques, accompagnée d'une régression générale expliquant la rareté des gisements marins. Même dans la zone téthysienne, les gisements djouffiens ne constituent pas une bande continue mais plutôt des bassins à demi fermés, propices aux phénomènes de spéciation. Ces bassins étaient généralement proches du littoral, ce qui semble expliquer la rareté des séries jalonnées par des Céphalopodes, lesquels ne supportent pas les variations de salinité. Une seule incursion en Gondwanie est le golfe de la Téthys nouvellement insinué entre Madagascar et l'Afrique, et où l'on a trouvé les couches à *Cyclolobus* (chenal de Mozambique).

Dans le nombre important des Productoïdés, nous distinguerons les formes stables, héritées des étages antérieurs, par exemple le Murghabien du

Pamir et de l'Afghanistan, mais aussi des mutants localisés, particulièrement abondants et souvent de formes étranges.

Or, les durées en cause ont été très courtes. L'Artinskien est daté de — 260 ma par les laves du fjord d'Oslo. La base du Koungourien serait de — 250 ma, un âge de — 241 ma se situant encore au cours du Koungourien. La phase palatine, postérieure au Zechstein, remonterait à — 225 ma. Ainsi, l'ensemble du Kazanien (= Murghabien) et du Djouffien n'a pas duré plus de 15 ma, laps de temps à peu près égal à la durée du Pliocène et du Quaternaire réunis. Cela explique qu'une partie de la faune murghabienne d'Invertébrés ait passé sans modifications appréciables dans le Djouffien dont l'ensemble ne représente probablement pas plus de 5 ma. Ajoutons que les horizons les plus riches en Productoïdés sont cantonnés dans sa partie inférieure (Pamirien), qui n'a pas duré plus de 1 ou 2 ma.

L'intérêt de ces évaluations est de nous placer à une échelle qui permet d'envisager l'évolution de chaque espèce dans un cadre similaire à celui de notre histoire géologique la plus proche et qui explique le peu de changement du gros de la faune, tout en mettant en valeur les apparitions nouvelles de formes étranges. Ainsi l'horotélie est-elle peu perceptible, tandis qu'est mise en lumière l'importance des tachytélies. Cela peut s'expliquer par le fait que les Productoïdés furent très sensibles aux conditions extérieures rencontrées à la limite des ères primaire et secondaire.

Limite inférieure du Djouffien.

L'acception du terme varie avec chaque auteur. Or, celui de Guadalupien proposé pour les Guadalupe Mountains (y compris les Glass Mountains) englobe un étage inférieur, le Wordien, et un étage supérieur, le Capitanien. Dans la région éponyme, le Permien ne se termine pas avec le Capitanien : celui-ci est le dernier étage marin de la région et prend fin avec la zone à *Polydiexodina*. Après quoi, la région émerge et les dépôts continentaux par lesquels se clôt l'ère Primaire sont ceux de l'Ochoen, équivalent approximatif du Tatarien russe. Dans les régions de la Téthys orientale qui nous intéressent ici, la zone à *Polydiexodina* n'est pas l'ultime zone à Fusulines. On rencontre *Codonofusiella*, *Lepidolina multiseptata* et *Yabeina*, entre autres, dans un étage marin post-guadalupien.

En Arménie, le Djouffien a été caractérisé dans des couches à Ammonoïdes (*Prototoceras*) mais sans Fusulines. Le gisement même de Djoulfa traverse la frontière iranienne. Il y a continuité entre le Djouffien et le Trias inférieur, ici identifié à l'Indouen des auteurs soviétiques, très largement caractérisé par le Bivalve *Claraia* dans l'ensemble des régions qui nous intéressent.

D'autres unités ont été définies : en équivalence du Guadalupien, le Kazanien russe et le Murghabien du Pamir. Dans cette dernière région, l'étage supérieur du Permien est nommé Pamirien. Les rapports du Murghabien et du Pamirien sont intéressants en ce qu'ils rendent compte de la continuité du faciès à Fusulines que l'on ne connaît que dans cette seule contrée. Depuis les travaux de Leven (1963), le Murghabien est réduit à la zone à *Neoschwagerina* et *Polydiexodina* et représente donc l'équivalent exact du Capitanien (= Guadalupien), tandis que le Pamirien (Leven, 1965) correspond à la zone à *Yabeina* (accompagnée de *Lepidolina*, *Reichelina* et *Paleofusulina*). En fait, dans l'Elbourz central, *Reichelina* semble atteindre la zone à *Vedioceras* qui est la base du Djouffien *sensu stricto*. La seule série complète de zones à Ammonoïdes se situe à Djoulfa et il est donc souhaitable que le terme de Djouffien soit employé pour désigner l'ensemble des niveaux post-guadalupiens depuis la zone à *Arazilevis* jusqu'à celle à *Bernhardites*. Le tableau I montre cependant que la partie la plus intéressante de la série, pour ce qui concerne les Productoïdés, est située au-dessous du Djouffien *sensu stricto* et qu'elle a reçu des noms divers là où elle est représentée. Les micux définis sont le Pamirien et le Lopingien, celui-ci décrit en Chine méridionale et paraissant incomplet vers le bas. Le terme de Pamirien semble donc le mieux fondé pour définir ce sous-étage inférieur du Djouffien. Au Cambodge, dont la faune de Productoïdés constitue la partie la plus importante du sujet de ce mémoire, elle semble entièrement incluse dans le Permien.

II. — L'HERITAGE

La rapidité d'évolution des Productoïdés rend particulièrement intéressant l'ensemble de ceux qui, au niveau des genres (jamais à celui des espèces), sont passés inchangés dans le Djouffien. En effet, nous avons remarqué que les formes mississippiennes sont très rares, même dans le Carbonifère supérieur, et que celles du permien proprement dit ne comptent qu'un faible pourcentage de genres du Carbonifère

MASSIF DE DJOULFA (TRANSCAUCASIE)	NESEN (ELBOURZ CENTRAL)	SUD DE LA CHINE	CAMBODGE	HIMALAYA (KASHMIR, SPIT)	SALT HANGE (PAKISTAN)
INDUEN inférieur à <i>Claraia</i> zone à <i>Paratiroilites</i>	FORM. d'ELIKAH à <i>Claraia</i>	couches à <i>Claraia</i> et <i>Ophiceras</i>		<i>Schistes</i> à <i>Claraia</i> , <i>Oloceras</i> , <i>Spinomarginifera</i>	calc. à <i>Ophiceras</i> <i>Crurithyris</i>
DJOUFLIEN supérieur à <i>Oloceras</i> z. à <i>Bernhardtites</i> z. à <i>Dzhulfites</i> z. à <i>Phisonites</i> z. à <i>Vedjoceras</i> <i>Pseudotoceras djouffense</i> <i>Spinomarginifera helica</i> couches à <i>Costiferina subcostata</i> <i>Araxilevis araxensis</i> <i>Haydenella</i> <i>Pseudowellnella</i>	z. à <i>Reichelina</i> <i>Spinomarginifera</i> <i>Enteleles</i>	calcaire de CHANGHSING form. de TALUNG <i>Pseudotiroilites</i> <i>Pachydissoceras</i> <i>Pseudogastroceras</i> <i>Tyloplecta yangtzensis</i> <i>Marginifera gratiosa</i> <i>Olthamina decipiens</i>	<i>calcaires noirs</i> siliceux à <i>Reticularia inaequilateralis</i>	Série de ZEWAN = CHITICHUN = KULING <i>Cyclolobus oldhami</i> <i>Xenaspis carbonaria</i> <i>Costiferina indica</i>	CHIDRUEN <i>Marginifera ornata</i> SUP. = JABIEN <i>Richthofenia lawrenciana</i> MOY. <i>Cyclolobus oldhami</i> <i>Episageceras</i>
DJOUFLIEN inférieur	z. à <i>Permophracodomyris indica</i> <i>Pseudogastroceras</i> <i>Orthothenina armenica</i> <i>Lyttoniidès</i> <i>Costiferina cf indica</i> <i>Pentaphyllum leptagonium</i> <i>Tachylasma beyrichi</i>	<i>Hustedia indica</i> <i>Spinomarginifera helica</i> form. de WUCHIAPING <i>Prototoceras Araxoceras</i> <i>Vascotoceras</i> <i>Pseudogastroceras</i> <i>Tschernyschewia Reichelina</i> <i>Codonofustella Waagenophyllum</i>	calcaire de SISOPHON <i>Wentzelia Leptodina multiseptata</i> <i>Verbeckina pseudo verbecki</i> <i>Yabeina cf khmeriana</i> <i>Tyloplecta nankingsis</i> <i>Tschernyschewia typica</i> <i>Echinauris opuntia</i> <i>Marginifera typica</i> <i>Spyridiophora</i> <i>Costiferina spiralis</i>	KALABAGHIEN = VIRGALIEN SUP. <i>Cyclolobus Xenaspis carbonaria</i> <i>Echinauris opuntia</i> <i>Marginifera typica</i> <i>Marginifera ornata</i>	
PAMIRIEN	z. à <i>Araxilevis intermedius</i> <i>Spinomarginifera helica</i> <i>Spinomarginifera spinosocostata</i> <i>Tschernyschewia typica</i>				
DJOUFLIEN supérieur	z. à <i>Araxilevis intermedius</i> <i>Spinomarginifera helica</i> <i>Spinomarginifera spinosocostata</i> <i>Tschernyschewia typica</i>	FORM. de MAOKOU	calcaire à <i>Yabeina Johannis</i> <i>Parafusulina aff. lunelana</i>	<i>Marginifera himalayensis</i>	VIRGALIEN moy. et inf. <i>Lyttonia nobilis</i>
KAZANIEN	KHATCHIK : <i>calcaire</i> à <i>Codonofustella</i>				

TABLEAU I. — Essai de corrélation du Permotrias téthysien.

N.B. — En bas de la colonne Nesen, lire *Pseudodolotina*.

supérieur. Au Djoulfien, l'héritage du Carbonifère est devenu presque indistinct, mis à part les Marginféridés, apparus en très petit nombre au Mississippien et qui atteignent ici leur apogée. Peut-être doit-on aux nombreux caractères néoténiques qui les caractérisent (Termier et Termier, 1970) de les avoir rendus disponibles plus longtemps. Il faut ajouter quelques espèces isolées de *Waagenoconcha* et de *Linoproductus*. Quant aux genres franchement permien, ils ne sont guère plus favorisés : les représentants de *Richthofenia* n'apportent pas d'innovations. Dans tous les cas, l'héritage des Productoïdés que révèle la faune djoulfienne indique des affinités incontestables avec la faune texane et sud-américaine de l'Artinskien et du Wordien. Elle nous délivre en quelque sorte un message apporté lors de la transgression qui a suivi la glaciation gondwane et a accompagné l'établissement d'un climat chaud dans le Sud de l'Asie.

L'héritage des Strophalosiacés.

Institella gubleri nov. sp.

Le genre *Institella* G.A. COOPER 1942 a pour type *Productus leonardensis* R.E. KING 1931, de la formation Leonard (= Artinskien) des Glass Mountains (Texas). Il groupe des coquilles assez grandes dont les épines fixatrices sont localisées sur le bord cardinal de la valve pédonculaire et un peu aussi sur cette valve, et dont la chape, au

lieu de prolonger vers l'avant la convexité de la coquille, se rebrousse du côté ventral, en ce qui concerne aussi bien la brachiale que la pédonculaire. Cette disposition, qui s'accompagne d'irrégularités dans la forme de la coquille, indique que le manteau débordait largement cette coquille. En 1960, Cooper et Muir-Wood ont créé une famille des Institellidés et une sous-famille des Institellinés pour ce seul genre, alors encore monotypique.

L'espèce que nous décrivons ici est la seconde qui ait été signalée. Nous l'avons identifiée dans le Djoulfien (Pamirien) du Phnom Totung (coll. Gubler). Il s'agit d'une valve pédonculaire complète et de divers fragments indiquant une forme irrégulière, des épines abondantes sur le bord cardinal et une collerette rebroussée à chaque valve. L'ornementation est presque lisse, ne comptant que de très fines côtes radiales et des taléoles. Il y a des épines près des orcellettes dans l'aire cardinale et des endospines dans la valve brachiale. Les collerettes sont tout à fait lisses. *I. gubleri* se distingue de *I. leonardensis* par l'absence d'un sinus médian et d'un bec.

Urushtenia khmeriana nov. sp.

(Pl. XXIX, fig. 1-7)

Le genre *Urushtenia* LIKHAREW 1935 a pour type *Productus pseudomedusa* TSCHERNYSCHEW, du Sakmarien du Sud de l'Oural : il est caractérisé par une coquille fortement géniculée, pourvue d'une

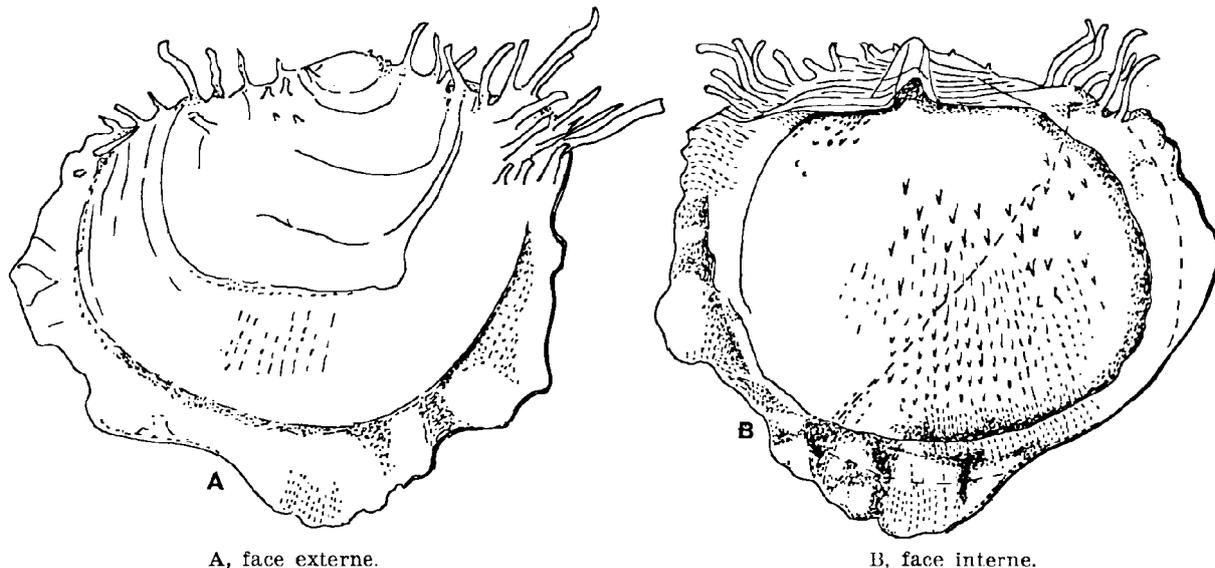


FIG. 1. — *Institella gubleri* nov. sp. (Gr. = 2). Valve pédonculaire.

courte interaréa et d'une cicatrice d'attachement à l'extrémité du crochet. La pédonculaire porte un léger sinus médian tandis que la brachiale est à peu près plane. Ce genre est signalé jusqu'au Permien supérieur dans le bassin du Donetz, le Préoural, le Caucase, le Darwas, le Sud de l'Europe et l'Amérique du Sud.

Trois individus ont été recueillis par J. Gubler dans le Djoulfien inférieur (Pamirien) du Phnom

Te Bon (région de Sisophon). Cette espèce se distingue par des oreillettes bien délimitées et par l'ornementation de sa chape où les côtes portent les bases de petites épines creuses en arrière et s'épanouissent en un pavillon saillant vers l'avant. Les pavillons fusionnent avec leurs voisins jusqu'à constituer une collerette godronnée, qu'accompagnent, entre les côtes, des aiguilles barbelées par des taléoles. Sur la commissure de la pédon-

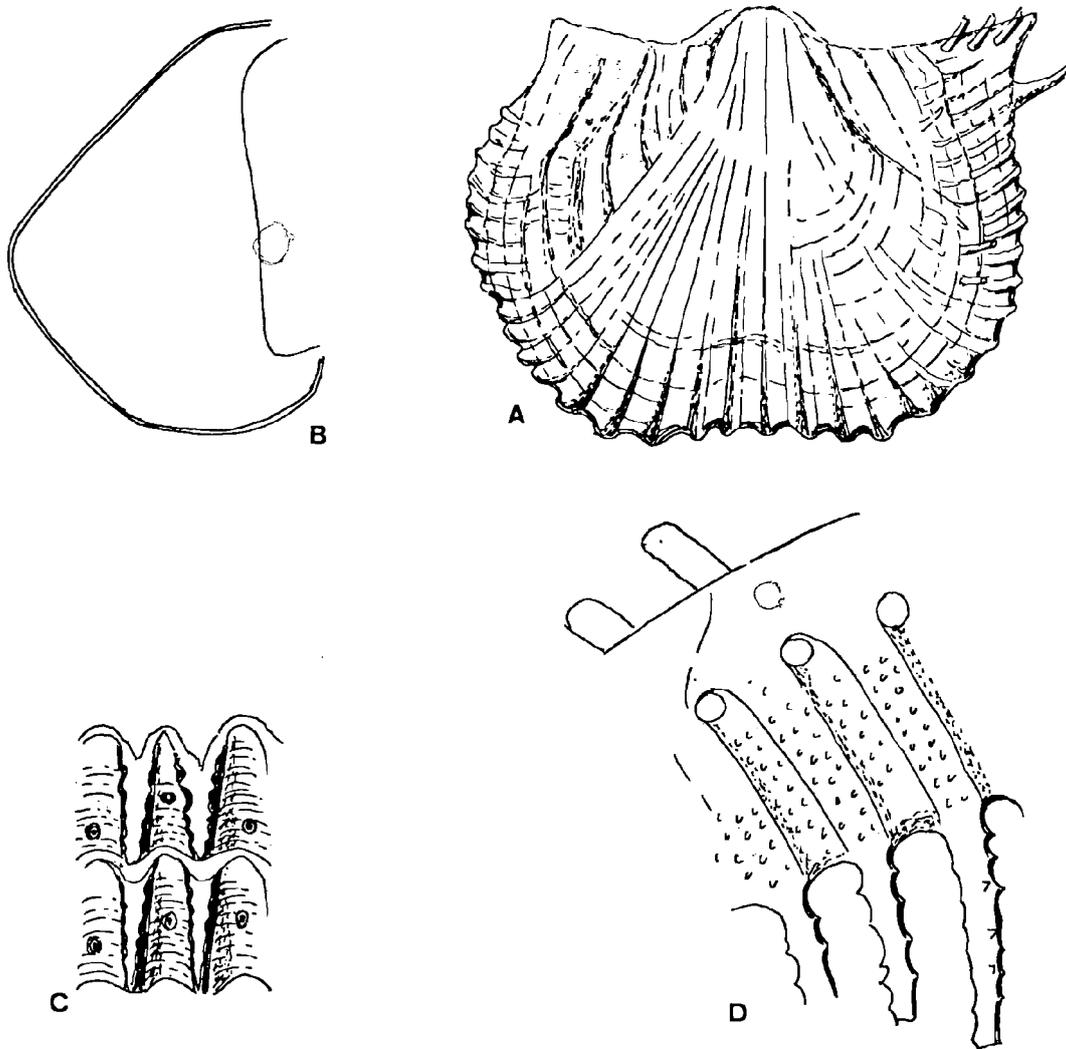


FIG. 2. — *Urushtenia khmeriana* nov. sp. (Gr. = 4).

- A, région viscérale et crochet de la pédonculaire.
- B, schéma d'une section axiale à travers les deux valves.
- C, détail de l'ornementation de la chape de la pédonculaire.
- D, endospines en bordure de la brachiale.

culaire, ce processus se reproduit 6 à 7 fois, chaque côte étant perforée par une petite épine creuse dans chacun des segments délimités par les collerettes successives. La commissure de la brachiale porte aussi des aiguilles barbelées, lesquelles forment de longues dents rappelant le crible d'*Uncinulus*. Chez *U. pseudomedusa*, il semble que ce type ornamental soit au moins esquissé, Tschernyschew ayant signalé que la bordure antérieure pouvait se répéter deux ou trois fois et que les épines verticales de la première pénétraient aussi la seconde et la troisième. Pour ce qui concerne l'espèce cambodgienne, la succession de collerettes suggère que le manteau était susceptible de dépasser le bord de la coquille lors d'arrêts de croissance et de

sécréter alors pavillons et collerettes, tandis que les épines formaient un filtre.

Strophalosina tibetica (DIENER)

Décrite sous le nom d'*Aulosteges tibeticus* (Diener 1897, p. 35, Pl. V, fig. 3-6), cette espèce est le type du genre *Strophalosina* LICHAREW 1935. Elle a été décrite dans le calcaire de Chitichun I (= Pamirien) du Tibet, dans un niveau analogue de Spiti, mais aussi bien plus tôt à Timor. Nous l'avons identifiée dans le matériel récolté par J. Gubler dans le Pamirien du Phnom Anseh. Le crochet aigu ne porte aucune trace de fixation. L'ornementation comporte des côtes radiales iner-

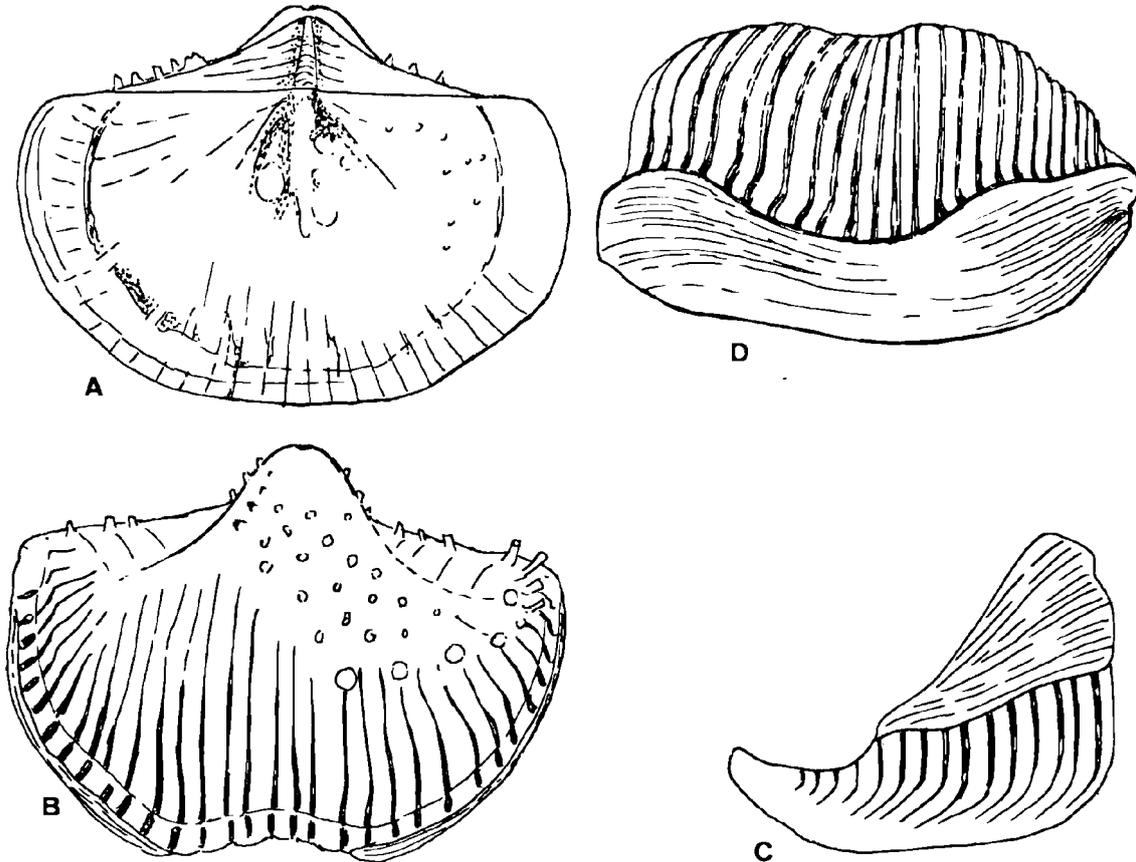


FIG. 3. — *Strophalosina tibetica* DIENER (Gr. = 4).

- A, vue dorsale montrant le crochet et l'aréa de la valve pédonculaire, ainsi que la valve brachiale.
- B, vue ventrale montrant la valve pédonculaire.
- C, vue latérale montrant la géniculation de la coquille et le bourrelet antérieur.
- D, vue frontale montrant le bourrelet antérieur.

mes sur la chape, passant progressivement dans la région du disque viscéral à des pustules qui sont des épines creuses, courtes, orientées de diverses manières et non couchées sur la coquille. Toute la commissure antérieure, d'une oreillette à l'autre, est bordée par un épais *bourrelet* qui recouvre complètement la partie frontale des côtes et n'est lui-même orné que de stries de croissance. Ici aussi, donc, le manteau débordait la partie avant de la coquille dès que l'âge adulte était atteint. Un phénomène analogue est connu chez certains Gastéropodes (par exemple *Ringicula*).

Urushtenia et *Strophalosina* ont été groupés dans la famille des Chonostegidés (en fait *Chonosteginae*) par Muir-Wood et Cooper en 1960. Cette famille renferme aussi un genre de l'Artinskien texan et un autre du Guadalupien de Transcaucasie.

Richthofenia lawrenciana (DE KONINCK 1863)

Décrite pour la première fois dans le Permien de la Salt Range sous le nom d'*Anomites lawrenciana*, cette espèce est le type du genre *Richthofenia* KAYSER 1881. Elle est largement répandue dans le Guadalupien, en Tunisie (Wordien), en Chine méridionale, à Timor. Cependant, dans son gisement-type de la Salt Range, elle appartient au Jabien, considéré comme du Djouffien *sensu stricto*, tandis qu'en Transcaucasie, elle n'est citée que du Guadalupien (Gnitchik et Khatchik). Elle est assez abondante dans les calcaires de Sisophon du Djouffien inférieur (Pamirien) du Cambodge, où J. Gubler l'a recueillie au Phnom Anseh et au Phnom Sâ Campot. En tout état de cause, cette espèce a une très large répartition stratigraphique.

L'héritage des Productacés.

Linoproductus cambodgensis nov. sp.
(Pl. XXXI, fig. 5-7)

Cette espèce a été signalée sous le nom de *Productus lineatus* dans le Permien du Cambodge (Mansuy, 1913, p. 36, Pl. II, fig. 15 ; Pl. III, fig. 1 ; 1914, p. 18, Pl. VI, fig. 2). On l'a parfois citée aussi sous le nom de *Productus cora*, auquel elle ressemble beaucoup mais dont elle se distingue par ses proportions, sa largeur maximale située en arrière des oreillettes et un sinus accentué sur la majeure partie de la zone viscérale. Les oreillettes sont bien distinctes, portant des corrugations ainsi qu'un rang d'épines. Sur la chape, les épines

tubulaires reçoivent 5 côtes postérieures et sont suivies par 3 côtes vers l'avant. La brachiale est presque plane, faisant avec la chape un angle d'environ 116°. Il s'ensuit que la place dévolue aux parties molles est relativement vaste. Le processus cardinal trilobé est petit. Nous avons pu identifier cette espèce dans le Djouffien inférieur (Pamirien) de Sisophon (Phnom Khla Kaum et base du Phnom II) où l'a prélevée Gubler. Mansuy l'a figurée du Phnom Ta Kreem.

Linoproductus cora (D'ORBIGNY) est représenté par des exemplaires assez typiques dans l'Artinskien (Zygharien) d'Afghanistan, où A.F. de Lapparent l'a recueilli à l'Ouest de Tezak. Ils sont contemporains du type bolivien. On peut donc considérer que l'évolution ayant abouti à *L. cambodgensis* s'est faite dans la Téthys orientale.

Les mesures suivantes précisent les différences entre les deux espèces :

	<i>L. cora</i> (type)	<i>L. cambodgensis</i> nov. sp.
Longueur	45 mm	38 mm
Largeur maxim.	45 mm	46 mm
Largeur de la ligne cardinale	35 mm	40 mm
Hauteur du crochet ..	13 mm	5 mm
Épaisseur	18 mm	15 mm

Waagenoconcha abichi (WAAGEN)
(Pl. XXX, fig. 1-2)

En 1927, Chao référa *Productus abichi* WAAGEN à son genre *Waagenoconcha*. Le type de l'espèce provient des Middle et Upper Productus limestones de la Salt Range. En 1934, G. Astre rapporta à une variété de cette espèce une forme recueillie par H. Besairie dans le Nord-Ouest de Madagascar, à Ankitokazo, dans la zone à *Cyclolobus*, c'est-à-dire dans le Djouffien. Il s'agit de moules internes offrant les caractères morphologiques du genre (par exemple, la plus grande largeur située dans la moitié antérieure de la coquille), sur lesquels on devine des corrugations et des côtes porteuses d'une ornementation en larmes bataves, correspondant à la sculpture interne. Dans la brachiale, le processus cardinal est long, avec un léger sillon médian, et recourbé dorsalement en formant trois lobes dont chacun est divisé. Le septum médian atteint les deux-tiers de la longueur de la coquille.

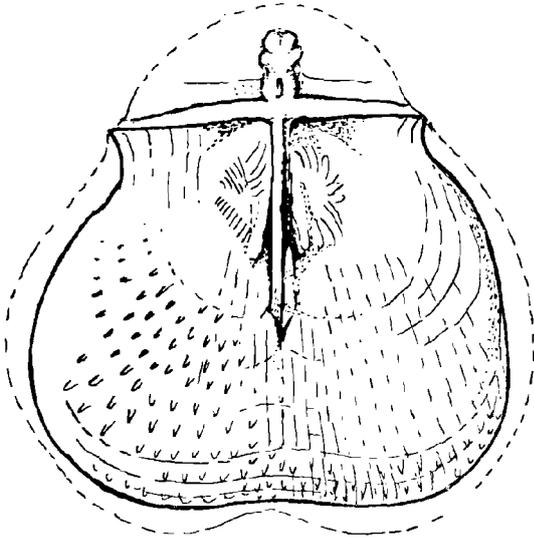


FIG. 4. — *Waagenoconcha abichi* (WAAGEN) (Gr. = 3).
Valve brachiale montrant les caractères internes.

Les adducteurs antérieurs sont saillants et lisses, tandis que les postérieurs, à peine visibles, sont larges et persillés.

Marginifera typica WAAGEN 1884

Récemment revue par Grant (1968, p. 18, Pl. 3, fig. 1-5 ; Pl. 4, fig. 1-7, fig.-texte 8-11), cette espèce est le type du genre *Marginifera* WAAGEN, genre très répandu dans tout le Permien asiatique, européen et arctique. *M. typica* est présente dans tout le Djouffien de la Salt Range : Virgalien supérieur (Kalabaghien) et base du Chidruen. Une forme voisine en a été décrite dans le calcaire de Ruteh en Iran. Au Cambodge, elle est présente dans le Djouffien inférieur (Pamirien) de Skat Kok (coll. Gubler).

En plusieurs gisements du Cambodge (Phnoms Kombor, Totung et Anseh), J. Gubler a recueilli *Marginifera gratiosa* WAAGEN (voir H. Termier et G. Termier, 1970, p. 61, fig. 12), qui, connu dans les calcaires à *Productus* moyens et supérieurs de la Salt Range, est donc également présent dans les calcaires de Sisophon.

Marginifera himalayensis DIENER, qui a été cité dans le Karakorum, le Kashmir (couches de Zewan), Spiti (couches de Kuling), Kumaon (schistes à *Productus*) et le Nord du Sikkim, est une espèce très voisine de *M. typica* dont on la distingue par

sa forme moins gémiculée, son crochet moins recourbé, ses côtes plus fines. Chao (1927) a d'ailleurs suggéré qu'existent des intermédiaires entre les deux espèces, par exemple *M. gobiensis* (calcaire de Jisu Honguer en Mongolie).

Il semble possible que *M. himalayensis*, dont l'âge est guadalupien (Virgalien supérieur), soit une variété archaïque de *M. typica*. De toutes façons, dans les calcaires à *Productus* de la Salt Range, plusieurs espèces gravitant autour de *M. typica* ont été décrites par Grant (1968) : *M. echinata* WAAGEN et *M. transversa* WAAGEN de la base de la formation d'Amb ; *M. ovalis* WAAGEN et *M. excavata* de la partie supérieure de la même formation, sont donc de l'Artinskien ; c'est le niveau le plus ancien où l'on puisse remonter pour ce groupe. *M. ornata* WAAGEN, du Chidruen supérieur, en est le représentant le plus récent. On est là devant une série de transients bien définis biométriquement.

Marginifera madagascariensis (ASTRE)

Cette espèce, décrite sous le nom de *Productus gallatinensis* GIRTY var. *madagascariensis*, provient du niveau à *Cyclolobus* d'Ankitokazo (Nord-Ouest de Madagascar). Il s'agit de moules internes ayant reproduit très finement les caractères internes. La forme de ces moules ne permet évidemment pas d'observer les oreillettes ; mais on constate un fort sinus médian, une ornementation de côtes fines, les bases de quatre grosses épines tubulaires symétriques deux à deux par rapport au plan sagittal, enfin les empreintes musculaires de la brachiale et de la pédonculaire qui indiquent que les muscles composaient une masse rassemblée dans la région axiale des deux valves. Les diducteurs, puissants, étaient fortement déplacés vers l'arrière.

Echinauris opuntia (WAAGEN 1884)

Cette espèce a récemment fait l'objet d'une révision par Grant (1968, p. 27, Pl. VIII, fig. 1-8 ; Pl. IX, fig. 1-8). Décrite dans la Salt Range au sommet du Virgalien (Kalabaghien), c'est-à-dire dans le Pamirien, elle a aussi été signalée à Timor. Nous l'avons également trouvée dans le Wordien de Tunisie (Djebel Tebaga) où les Productoïdes sont fort rares. Dans le Djouffien du Cambodge, en particulier à Anseh, au Phnom Totung et dans la base du Phnom Khla Kaum, J. Gubler a prélevé un *Echinauris* que nous rapportons à cette espèce, encore que les exemplaires soient nettement plus

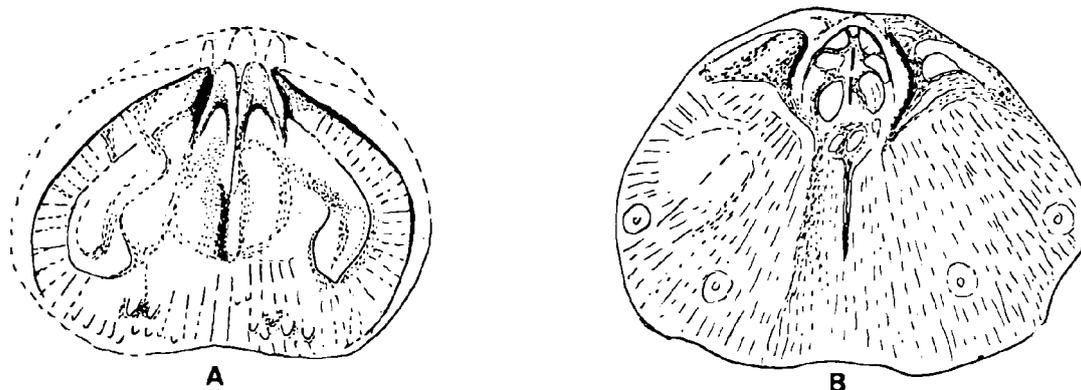


FIG. 5. — *Marginifera madagascariensis* (ASTRE) (Gr. = 3). Moule interne.
A, vue dorsale montrant les caractères internes de la valve brachiale.
B, vue ventrale montrant les caractères internes de la valve pédonculaire : remarquer les cicatrices internes de quatre épines creuses haltéroïdes.

petits que ceux de la Salt Range. La forme même et le nombre d'épines sont assez variables, en particulier le crochet est plus ou moins aigu. Normalement, les insertions des épines couvrant la pédonculaire sont disposées sur des zones concentriques parallèles au bord antérieur des valves. A l'intérieur de la brachiale, les empreintes des adducteurs constituent deux masses allongées, lisses, divergentes, aussi saillantes que le septum médian qui les sépare. Les crêtes brachiales sont longues, délimitant des impressions réniformes larges qui occupent une grande place. A leur limite avec la chape, se distinguent de nombreuses endospines et papilles. Les crêtes latérales crénelées, délimitant de courtes oreillettes, ne s'étendent guère plus en avant que le milieu de la coquille. L'espace entre les deux valves est assez grand.

Cette espèce se distingue du type du genre *Echinauris*, *E. lateralis* MUIR-WOOD et COOPER 1960, du Wordien des Glass Mountains, par ses grandes insertions brachiales et ses crêtes latérales plus courtes, ainsi que par la relative épaisseur de l'espace viscéral. Mais, comme dans cette espèce, des épines situées sur le bord costal de la pédonculaire protègent la brachiale.

Megousia sp.

(Pl. XXX, fig. 3 et 10)

Nous rapportons à *Megousia* MUIR-WOOD et COOPER 1960 une petite forme trouvée dans les calcaires siliceux du Djouffien inférieur (Pamirien) de Sisophon par J. Gubler. La valve pédonculaire offre un crochet très aigu, saillant, entre deux oreillettes bien distinctes, et se prolongeant vers l'avant par une zone viscérale triangulaire faisant un angle droit émoussé avec la chape. La brachiale possède une aire viscérale triangulaire fortement déprimée et des oreillettes très distinctes. Un profond sinus divise en deux la valve pédonculaire depuis la pointe du crochet. L'ornementation est composée de côtes assez émoussées, recoupées par de fortes corrugations exactement limitées à l'aire viscérale. Les oreillettes sont lisses. L'état d'usure ne permet pas de savoir si les oreillettes sont courtes, comme chez *Anidanthus*, ou terminées en "moustaches", comme chez *Megousia auriculata*, dont la forme cambodgienne se distingue par les nombreuses corrugations de la pédonculaire.

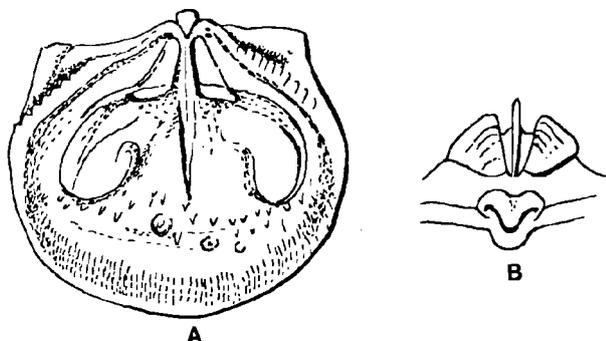


FIG. 6. — *Echinauris opuntia* (WAAGEN).
A, intérieur de la valve brachiale (Gr. = 6 environ).
B, vue de la brachiale à partir de l'arrière : en bas, le processus cardinal ; en haut, le septum médian entre les impressions des adducteurs.

Il est intéressant de constater que *Megousia* est connu dans le Sakmarien de Bolivie, puis qu'il est largement répandu à l'Artinskien (Leonardien du Texas, Baigendzinien de Tasmanie ; Australie). On le connaît encore dans le Wordien inférieur du Texas et du Mexique et dans le Permien supérieur du Taïmyr et de la Kolyma. Cette large répartition dans le temps et dans l'espace permet de deviner des migrations à travers la Téthys ainsi que par voie arctique. Ajoutons que, pour Waterhouse (1968), *Megousia* appartiendrait à un ensemble de faune froide.

Spinomarginifera HUANG 1932

Ce genre, créé pour *Sp. kueichowensis* HUANG, du Permien supérieur de Chine, a l'intérêt stratigraphique et paléontologique de n'avoir que peu de représentants dans le Guadalupien, mais d'être abondant dans le Djouffien, enfin d'être présent dans les couches inférieures du Trias où il est le seul Productacé connu. Abondant dans le Djouffien d'Arménie, il est signalé aussi dans l'Elbourz central, exactement sous l'horizon à *Claraia*, lequel est rapporté au Trias inférieur par Stepanov, Golshani et Stöcklin. En outre, dans le Kashmir, Teichert, Kummel et Kapoor (1970) ont observé dans les "black shales", définis par Middlemiss, l'association de *Claraia*, considéré comme typique du Scythien inférieur (base du Trias), avec *Spinomarginifera*. De semblables associations sont signalées dans le Trias inférieur de la Salt Range et de la Surghar Range (Pakistan). Comme le disaient P. et N. Bonnet (1947) : « la coexistence des *Productus* avec les *Otoceras* arméniens paraît donc devoir être regardée comme un indice du caractère néritique du faciès des couches qui les renferment, mais non de leur ancienneté ». Ces auteurs ont récolté des *Spinomarginifera* qu'ils ont repérés dans la coupe de Djoulfa. On retiendra que ces derniers Productacés, pratiquement dépourvus de côtes, porteurs d'épines et de corrugations, ont quelques traits communs avec des types du Famennien-Tournaisien comme les Léioproductidés.

Spinomarginifera ciliata (ARTHABER), décrite en 1900 sous le nom de *Marginifera spinocostata* var. *ciliata*, provient de Djoulfa et d'Oghbin (récolte P. Bonnet, 1911) et a été retrouvée dans la formation de Nesen de l'Elbourz (Fantini-Sestini et Glaus, 1966, p. 903, Pl. LXIV, fig. 7). Elle est très proche de *Sp. kueichowensis* (Huang, 1932, p. 16, Pl. V, fig. 1-11) des couches djouffiennes à *Lyttonia* de Chine méridionale. Elle se caractérise par l'orne-

mentation de sa valve pédonculaire, formée de corrugations portant les bases arrondies d'épines couchées sur le test où elles miment des côtes : leur empreinte est gravée sous le cortex au niveau des taléoles. Une valve brachiale recueillie par A.F. de Lapparent dans le Murghabien du Wardak-Ginigar montre la contre-empreinte de fossettes en quinconce répondant à une disposition d'épines à la surface de la valve pédonculaire qui rappelle cette espèce. En l'absence de matériel complémentaire, cette forme afghane peut être distinguée sous le nom de cf. *Spinomarginifera ciliata*.

Spinomarginifera helica (ABICH), décrite en 1878 sous le nom de *Productus intermedius helicus* dans le massif de Djoulfa, a été récoltée par P. et N. Bonnet sur toute la hauteur du Djouffien (schistes et calcaires à *Araxilevis* ; couches à *Compressoproductus djouffensis* ; mur à *Pseudotoceras djouffense*). Elle jouit d'une large répartition géographique : formation de Nesen en Elbourz central (Fantini-Sestini, 1965, p. 47, Pl. V, fig. 6-7 ; Fantini-Sestini et Glaus, 1966, p. 904, Pl. LXIV, fig. 6), Nord du Caucase et de l'Himalaya, Slovaquie, Nord de la Hongrie, Serbie occidentale (Ramovs, 1958, p. 501, Pl. II, fig. 8). La caractéristique de cette espèce est sa transversalité, la largeur étant toujours très supérieure à la longueur. Les épines sont réparties sur la coquille sans ordre, plus nombreuses au niveau des oreillettes. Il en existe aussi sur la valve brachiale. Le test possède une ornementation profonde de taléoles réparties le long de côtes virtuelles, ainsi que d'endospines visibles après usure sur une pédonculaire qu'elles dotent d'une pseudo-costulation discontinue. Sur les individus les plus grands se distingue un léger sinus médian.

Spinomarginifera spinocostata (ABICH) a été décrite sous le nom de *Productus spinoso-costatus* en 1878 dans le Djouffien de Djoulfa. P. et N. Bonnet l'ont récoltée dans la couche à *Araxilevis* et dans la zone à *Araxoceras* ; les mêmes auteurs ont rapporté à la variété *expansa*, également décrite par Abich dans le même mémoire, un grand nombre d'individus de dimensions diverses. Cette espèce est aussi signalée dans le Nord du Caucase, l'Elbourz central (Fantini-Sestini et Glaus, 1966, p. 905, Pl. LXIV, fig. 5), l'Himalaya et la Chine. Elle semble donc plus franchement asiatique que *Sp. helica*. Elle se reconnaît à sa forme plus longue que large et à son épaisseur qui la distinguent au premier coup d'œil de *Sp. helica*. En outre, sur la chape, les épines sont disposées sur de fortes côtes bien réelles encore qu'un peu discontinues. Sur les couches internes de la coquille, les taléoles sont ali-

gnées sur des côtes fines. Nous disposons de formes de petite taille qui sont probablement des jeunes : elles sont moins évidemment costulées et plus transverses, ce qui suggère une parenté étroite avec *Sp. helica*. L'intérieur de la valve brachiale montre un

septum médian dépassant le milieu de la coquille, des crêtes latérales faisant entre elles un angle aigu, des impressions réniformes écartées et larges.

Le tableau suivant précise les différences entre les deux espèces :

	<i>Spinomarginifera helica</i>							<i>Spinomarginifera spinosocostata</i>				
	17	17	18	16	9	13	18,5	29	17	17	17	13
Largeur	17	17	18	16	9	13	18,5	29	17	17	17	13
Longueur	13	13	13	11	6	9	14	26	15	13,5		11
Épaisseur	6	6	6	5	4	4	19	16	7	8,5	9	6
Hauteur du crochet	2	2,5		1,5	1	1	4	10	6	2,5		

Le genre *Spyridiophora*, sur lequel nous nous sommes étendus plus longuement ailleurs (Termier et Termier, 1970), a été décrit en 1955 par Cooper et Stehli pour une espèce du Wolfcampien des Glass Mountains (= Sakmarien) ; il a été ensuite reconnu au Texas depuis le Gaptank (= Virgilien = Assélien) jusqu'au Léonardien (= Artinskien). Ses auteurs ont signalé son existence probable en Chine et dans les Alpes Carniques. Nous l'avons retrouvé dans le Sud-Est asiatique : probablement dans l'Assélien et l'Artinskien de Timor avec *Spyridiophora ? timorensis* TERMIER et TERMIER ; et surtout dans le Djouffien du Cambodge avec *Spyridiophora ? timorensis*, *Spyridiophora tenuicostata* TERMIER et TERMIER et *Spyridiophora gubleri* TERMIER et TERMIER. Une forme pouvant être rapportée au même genre, mais mal conservée, est présente dans le Murghabien des Wardak-Ginigar (Afghanistan) (coll. A.F. de Lapparent). En outre, le même genre semble présent au Laos à l'Artinskien et être connu au Cambodge du Koun-gourien au Kazanien.

Il est intéressant de constater une fois encore l'apparition d'un groupe de Productoïdés dans le Sud de l'Amérique du Nord au Carbonifère supérieur et à l'Artinskien, puis sa disparition de ce continent et son relais, à partir de l'Artinskien, en Asie, et plus particulièrement sur l'emplacement de la Téthys.

Chonetella nasuta WAAGEN 1884

Cette espèce, type du genre, a été décrite dans les Middle et Upper Productus Limestones de la Salt Range, c'est-à-dire à cheval sur le Guadalupien et le Djouffien. Elle est présente dans le Djouffien inférieur du Cambodge (calcaire de Sisophon) et aussi dans le Murghabien de Wardak-Ginigar

(Afghanistan) où elle a été récoltée par A.F. de Lapparent. Rappelons l'intérêt général du genre qui allie un processus cardinal simple de type marginiféride (Termier et Termier, 1970 b) à la présence de dents cardinales, fait unique chez les Productacés, et à des caractères internes proches de ceux des Chonétidés. Le genre *Chonetella* est connu depuis le Missourien où il est représenté dans l'Oklahoma par *Ch. dunbari* NEWELL. C'est encore un type du Carbonifère supérieur qui a gagné la Téthys au Permien.

III. — LES INNOVATIONS

Innovations parmi les Strophalosiacés.

Tschernyschewia typica STOYANOW

Cette espèce a été décrite en 1910 pour désigner le génotype d'un genre nouveau. Elle avait été auparavant signalée sous les noms de *Productus scabriculus* ABICH 1878 et de *Productus abichi*

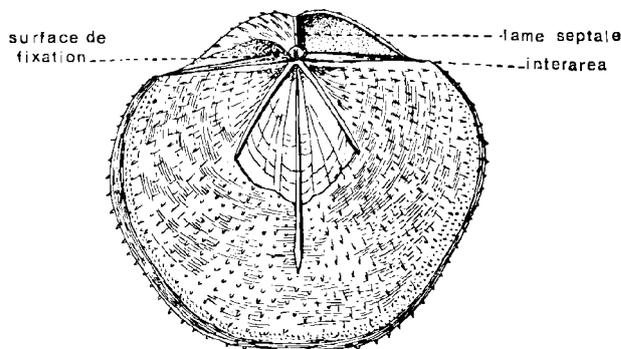


FIG. 7. — *Tschernyschewia typica* STOYANOW. Essai de reconstitution en vue dorsale, montrant par transparence les caractères internes de la valve brachiale et, dans le crochet de la valve pédonculaire, la moitié droite décapée à partir de la lame septale.

WAAGEN 1884 à la suite de confusions. Celles-ci étaient dues à son homéomorphie extérieure avec le Productacé *Waagenoconcha abichi* (voir plus haut). Ses caractères internes, une lame septale médiane, double, coupant en deux la pédonculaire et qui constitue une zone faible selon laquelle la coquille se brise facilement, ainsi qu'une étroite surface de fixation umbonale, la distinguent des Echinoconchidés. L'ornementation, au contraire, composée d'épines couchées sur le test, leurs bases étant disposées en quinconce, en sont très proches. L'interaréa est bien visible et creux.

Tschernyschewia typica est connu du Djoulfien inférieur de Djoulfa (couches à *Araxilevis*), du Lopingien de Chine et du même âge en Yougoslavie. Dans la Salt Range, Cowper Reed la signale

et la figure dans la partie supérieure des Middle Productus Limestones et dans les Upper Productus Limestones (1944, Pl. XVII, fig. 4; Pl. XVIII, fig. 6). P. Bonnet a recueilli dans les couches à *Araxilevis* de Djoulfa des individus un peu plus petits qui peuvent être rapportés à *Tschernyschewia yakowlewi* STOYANOW 1910 (= *Productus humboldti* ABICH 1878 non D'ORBIGNY 1842). La différence avec *Tsch. typica* est d'ordre allométrique : les deux formes, peut-être d'âges individuels différents, se distinguent surtout dans la région antérieure, par une croissance plus rapide de *Tsch. typica*. C'est la plus petite des deux formes qui est représentée dans le Djoulfien inférieur (Pamirien) du Cambodge, où J. Gubler l'a recueillie au grand Phnom Sâ, au petit Phnom Sâ et au Phnom Anseh.

en mm	DJOULFA				CAMBODGE	
					Phnom Sâ	Phnom Anseh
Longueur	38	37	26	?	28	31
Largeur maximale	41	39	33	40	40	37
Épaisseur	22	17	11	17	13	15
Hauteur du crochet	6	6	3	4	3	6
Largeur de la ligne cardinale	23	30	15	20	23	24
	9	7	11	12	10	12
Niveau de la largeur maximale dans la brachiale	22	25	13	?	15	15

Tableau permettant de comparer les formes de *Tschernyschewia typica* recueillies dans 3 gisements.

Vers les Thécidéacés.

Les Thécidéacés constituent un ensemble de Brachiopodes de très petite taille dont l'origine néoténique est certaine. Leur répartition stratigraphique ayant été longtemps considérée comme limitée entre le Lias et l'époque actuelle, la question se posait de leur origine, à rechercher soit chez les Strophoménacés, soit près des Térébratuloïdes. Outre une certaine convergence des types les plus complexes avec le Térébratuloïde *Magellania*, les *endopunctae* qui perforent le test d'un grand nombre de Thécidées ont incité à ce dernier rapprochement. En fait, la présence d'*endopunctae* n'est caractéristique d'aucun groupe puisqu'on en trouve chez des Orthoïdes et des Spiriféroïdes. Elliott (1965) a, par contre, montré que *Davidsonella* est pseudopunctué, et Rudwick (1968) signale une texture analogue chez *Moorellina leptaeonoides* (DESLONGCHAMPS). Dans son étude du test des Brachiopodes, Williams (1968) confirme que la

coquille du genre actuel *Lacazella* est tuberculée comme celle des Strophoménides et endopunctée comme celle des Térébratuloïdes et de certains Spiriféroïdes, avec en outre la particularité de comporter un rubanement perpendiculaire à la surface interne, marquant probablement la périodicité diurne du dépôt calcaire. Les tubercules rappellent les *pseudopunctae* des Strophoménides, mais ils ne possèdent jamais de "cœur" taléolaire. Il est donc sage de considérer que le test des Thécidéacés a acquis ses caractéristiques modernes au cours de l'évolution propre de cette famille.

Enfin, les Thécidées montrent la grande interaréa en avant du crochet des Strophoménoides, qui porte un pseudodeltidium plat ou légèrement convexe.

Tous les Thécidéacés possèdent une crête interne dans la valve brachiale, formant dans le plan de symétrie de celle-ci une "indentation médiane" ou "ramus médian". Une telle structure, qui a quel-

que ressemblance avec celle des Lyttoniacés, ne se rencontre pas ailleurs. *Cooperina inexpectata* TERMIER, TERMIER et PAJAUD, du Wordien texan, possède cette indentation médiane : c'est la première vraie Thécidée. Les relations de *Cooperina* parmi les Brachiopodes paléozoïques sont incontestablement chez les Strophalosiacés : le test pustuleux sur son bord interne se rencontre chez tous les Productoidés. La présence d'épines fines et irrégulières, collantes, et d'épines protectrices sur la pédonculaire n'apparaît pas chez les Thécidées modernes, mais chez *Thecospira*, du Trias, dans lequel Rudwick (1968) voit un Davidsoniacé proche de l'origine des Thécidées, existent des pustules superposées à l'ornementation costulée, et un test tantôt punctué, tantôt pseudopunctué, tantôt impunctué. Le test de *Bactrynum*, situé dans les Thécidacés par le même auteur, est pseudopunctué. La région cardinale de *Cooperina* sans les dents et les fossettes des Thécidées rappelle les Aulostégidés, tandis que le processus cardinal, trilobé ou bilobé selon les individus, montre la variabilité de cette forme. L'une des caractéristiques des Thécidées est un bord cardinal interne formé par deux saillies transverses chez *Davidsonella*, lesquelles fusionnent en un transversarium chez les autres Thécidées : ces deux saillies sont présentes chez *Cooperina*. Entre le bord cardinal normal et les saillies transverses se situent les insertions musculaires ; en avant des saillies transverses, les aires lophophoriennes ceinturées par la crête interne sont séparées par le ramus médian. L'ensemble est celui d'un type synthétique comme il s'en rencontre à l'origine d'un phylum. Au cours de l'évolution des Thécidées, les taléoles, puis les *pseudopunctae* et les épines, ont disparu, tandis que se sont développés les saillies transverses et le ramus médian. Le bourrelet marginal, mis à part le ramus médian, est comparable à celui des Marginiféridés. L'ab-

sence de septum médian, caractère constant des Productoidés, montre encore une autre tendance thécidéenne, son emplacement préfigurant la dépression sous-cardinale. La charnière édentule n'est pas un caractère important dans la famille voisine des Lyttoniidés, où il peut ou non y avoir des dents (absentes chez *Lyttonia*, présentes chez *Petasmaia* COOPER et GRANT 1969, par exemple).

Cooperina se présente donc comme un Thécidacé archaïque se rattachant aux Productoidés Strophalosiacés, très près de la souche des Thécidacés secondaires, en particulier *Davidsonella*. Il est intéressant de retrouver dans un niveau plus élevé du Permien d'autres types qui paraissent thécidéens.

Cyrtalosa circinata nov. gen. nov. sp.

(Pl. XXX, fig. 4-6)

Cette espèce provient du Djoulfien inférieur (Pamirien) du Phnom Anseh (Cambodge) où J. Gubler l'a recueilli. C'est une coquille petite et étroite, très allongée, symétrique, avec un crochet en forme de crosse très recourbée. La pédonculaire est creusée d'un très profond sinus médian correspondant à une côte accentuée de la brachiale. Les deux valves présentent de courtes oreillettes n'empêchant pas que la plus grande largeur de la coquille ne soit située vers l'avant. Nous n'avons pas observé d'épines, mais des stries d'accroissement bien dessinées. Sur la brachiale et dans ses parties internes visibles en avant de la coquille, on distingue une structure transversale de type spiculaire comparable à celle de *Davidsonella*. Les autres caractères internes ne sont pas visibles. En tout état de cause, la disposition du lophophore paraît avoir été très proche de celle de *Davidsonella*. *Cyrtalosa* peut d'ailleurs se comparer à

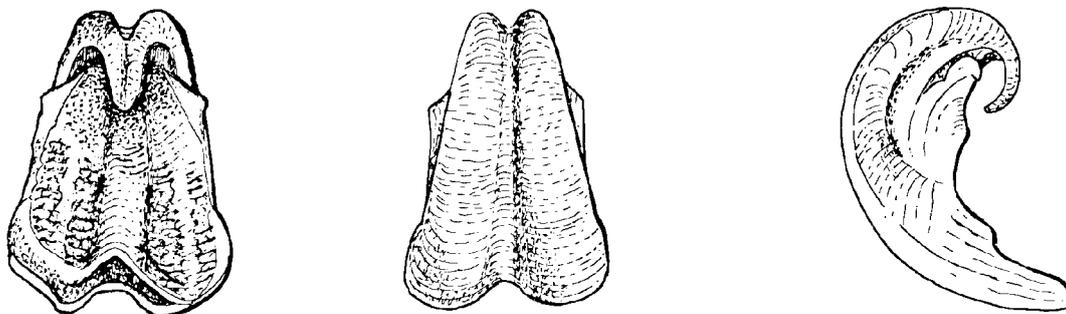


FIG. 8. — *Cyrtalosa circinata* nov. sp. (Gr. = 4).
A, vue dorsale ; B, vue ventrale ; C, vue de profil.

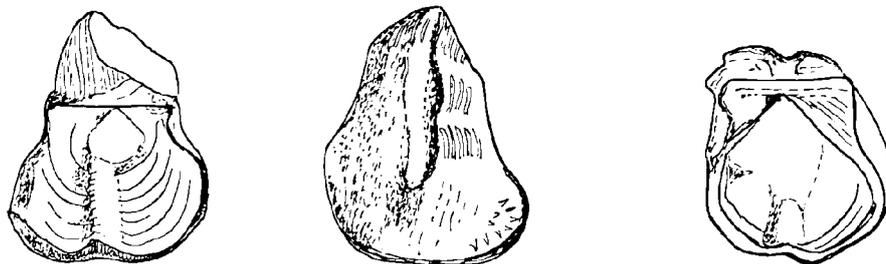


FIG. 9. — *Ansehia thecideiformis* nov. sp. (Gr. = 4).
A, vue dorsale ; B, vue ventrale ; C, vue dorsale d'un autre individu.

D. sinuata, type de *Davidsonella*, du Toarcien inférieur de May-sur-Orne, par la courbure accentuée de sa coquille.

Ansehia thecideiformis nov. gen.

(Pl. XXX, fig. 7-9)

Cette espèce est représentée dans le Pamirien du Phnom Anseh (coll. Gubler) par deux petites coquilles longues de 7 à 8 mm. La valve pédonculaire est longue et creuse, pourvue d'un profond sinus médian. Une surface de fixation apparaît en avant du crochet. Il y a une grande interarée pourvue d'un pseudodeltidium. Cette valve pédonculaire est couverte d'épines collantes, généralement recourbées vers l'arrière, sur toute sa surface (Pl. XXX, fig. 8). La brachiale est plane et possède de courtes oreillettes. Elle porte extérieurement une côte médiane partant du bord commissural antérieur mais n'atteignant pas le bord cardinal.

L'aspect général d'*Ansehia* rappelle beaucoup celui de certaines Thécidées : *Thecidellina* et *Davidsonella*, par les proportions des valves, du crochet, et par l'étroitesse de la ligne cardinale. La côte médiane de la brachiale se présente comme liée à la commissure antérieure de la même façon que l'intentation médiane des Lyttoniidés et le ramus médian des Thécidées. Elle suggère en tout cas une bilobation interne profonde.

Parmi les morphologies comparables dans le Permien, le Lyttoniacé ? *Cardinocrania*, dont seule la valve pédonculaire est bien connue, possède de courtes oreillettes et une indentation médiane. De petite taille, *C. waageni* WANNER et SIEVERTS, des couches de Basleo à Timor, est tout de même deux fois plus grand que *Ansehia thecideiformis*. D'autres Productoïdés, médiocrement décrits, pourraient, si on en connaissait mieux les caractères, se révéler

voisins des Cooperinidés. Ce pourrait être le cas de *Loczyella* FRECH, classé parmi les Lyttoniidés par Sarytcheva (1960).

Conclusion. — Nous pensons qu'il s'impose d'envisager, à partir d'origines assez voisines, un faisceau de Strophalosiacés ayant divergé vers les Richthofénidés d'une part, les Lyttoniidés et les Thécidéidés d'autre part.

Innovations parmi les Productacés.

Compressoproductus SARYTCHEVA 1960 a pour type *Productus compressus* WAAGEN 1884 du calcaire à *Productus* moyen et supérieur de la Salt Range. Il s'agit de coquilles étroites, comprimées, à crochet aigu, ornées de très fines capilles. Pour ces caractères, on les rapproche du genre *Striatifera* qui ne dépasse guère le Viséen supérieur.

Compressoproductus djulfensis (STOYANOW)

Cette espèce, citée à Djoulfa, au-dessous de la couche à "Otoeras" par P. et N. Bonnet (1947) sous le nom de *Productus hemisphaerium* (non KUTORGA) et par Fantini-Sestini (1965, p. 57, Pl. V, fig. 1) sous le nom de ? *Cancrinella cancriniformis*, a été rapportée par Muir-Wood et Cooper (1960) à *Globiella* (?), dont elle se distingue par son processus cardinal pourvu de 5 lobes sur sa face dorsale au lieu de 3.

La pédonculaire, souvent très allongée et dissymétrique, est ovale et possède de courtes oreillettes repliées en une sorte de gouttière parallèle au plan de symétrie et bordées d'une rangée d'épines. La ligne cardinale est plus courte que la largeur maximale.

L'ornementation est composée de fines capilles (34 en 10 mm). Au niveau des épines tubulaires

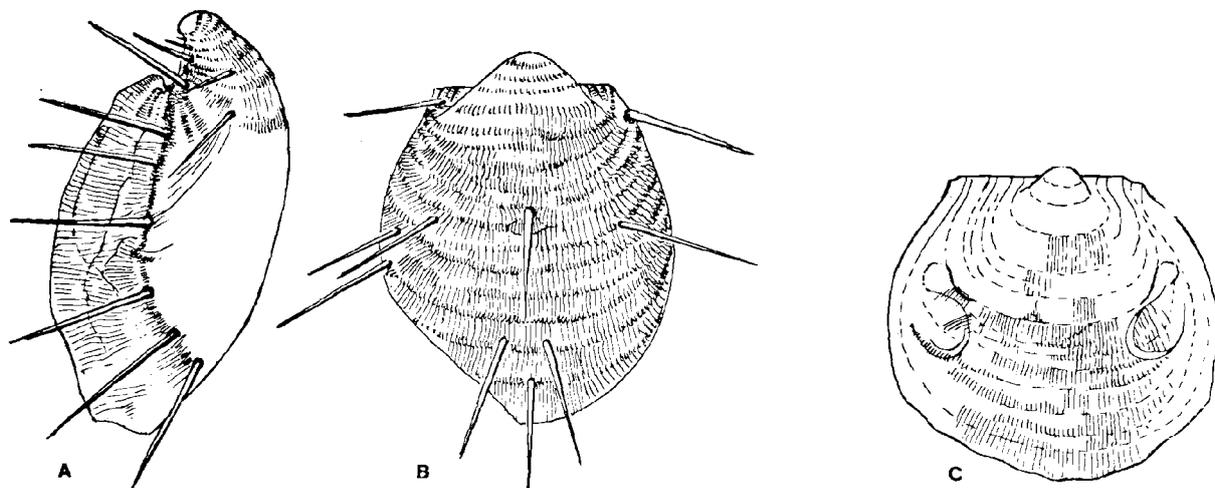


FIG. 10. — *Compressoproductus djulfensis* (STOYANOW).

A - B, reconstitution : A, profil ; B, vue ventrale (valve pédonculaire) ;
C, vue interne d'une valve pédonculaire montrant la position des impressions réniformes.

de la chape, lesquelles sont fort peu nombreuses, une dizaine de capilles venant de l'arrière correspondent à 5 en avant. Chaque capille est en rapport avec un sinus et une rangée de taléoles. Les corrugations produisent des ondulations marquées surtout sur les oreillettes.

Les caractères internes sont rarement visibles. Les impressions réniformes se trouvent situées très en avant et latéralement. La faiblesse des empreintes musculaires indique que les mouvements des valves étaient peu importants.

Nous avons remarqué un exemplaire de petite taille (10,5 mm de long, 8 mm de large) dont les caractères sont semblables à ceux de *C. djulfensis* dans le Djoulfien inférieur de la région de Sisophon (coll. J. Gubler).

Haydenella kiangsiensis (KAYSER 1883)

Cette espèce (Kayser 1883, p. 185, Pl. XXVI, fig. 6-11) est le type du genre fondé par Cowper-Reed (1944, p. 79, Pl. XIX, fig. 2). Décrite dans le Lopingien (= Djoulfien) de Chine, les calcaires à *Productus* de la Salt Range et le Djoulfien d'Oghbin, J. Gubler l'a recueillie dans les calcaires de Sisophon à Anseh et au sommet du Phnom Ta Kreem I. Rappelons que c'est une forme très originale dont les crêtes brachiales coïncident presque avec les latérales et où les adducteurs sont lisses (Termier et Termier, 1970).

Tyloplectidae nov. fam.

Nous réunissons dans cette famille des genres et des espèces ayant conservé l'aspect des "*Productus*" les plus normaux bien qu'on y rencontre quelques caractères coenogénétiques où peuvent se voir des traces de dégénérescence. La forme est subquadrangulaire, l'ornementation semi-réticulée au départ offre des capilles, visibles sur le cortex, auxquelles correspondent des taléoles internes.

Les Tyloplectidés comptent *Tyloplecta*, *Choanoproductus*, *Monticulifera* et *Arazilevis*. Ils se présentent comme de structure intermédiaire entre Dictyoclostidés et Linoproductidés. Fantini-vestini et Glaus (1966) ont montré les relations entre *Tyloplecta* et *Costiferina*; *Tyloplecta* se distinguant par l'absence de convergence vers le plan de symétrie des côtes qui s'atténuent d'ailleurs vers l'avant, le développement moins grand des oreillettes et un sinus médian moins profond. Nous ajouterons que la microsculpture semble confirmer ces affinités. Mais nous soulignons des rapports très nets avec les Linoproductidés, en particulier pour ce qui concerne le processus cardinal. *Tyloplecta* est connu de l'Artinskien au Djoulfien.

Tyloplecta nankingensis (FRECH 1911)

Cette espèce a été décrite comme variété de *Productus scabriculus* par Frech (p. 163, Pl. XXII, fig. 3) en Chine où elle aurait été trouvée dans

l'Artinskien. C'est le type de *Tylopecta* (Cooper et Muir-Wood 1960, p. 291, Pl. 101, fig. 4-6 ; Pl. 102, fig. 1-13). Nous l'avons identifiée dans le Djouffien du Cambodge, dans les récoltes de J. Gubler, au Phnom Kampot et au Phnom Te Bon, dans les calcaires de Sisophon. Elle se caractérise par le treillisage des côtes, par les corrugations qui font naître sur la brachiale des fossettes très régulièrement disposées. Le processus cardinal est très voisin de celui de *Costiferina*.

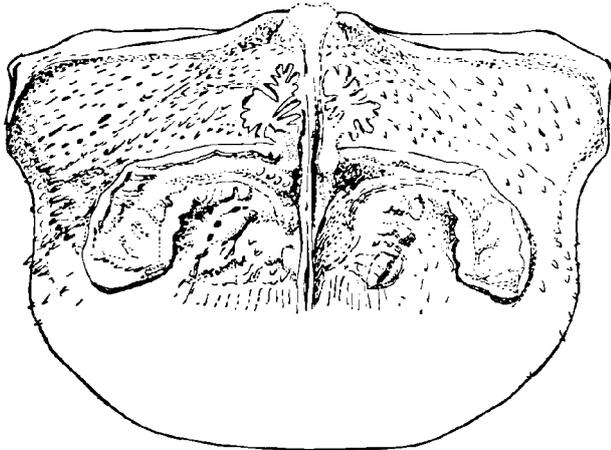


FIG. 11. — *Tylopecta nankingensis* (FRECH).
Caractères internes de la valve brachiale montrant, de part et d'autre du septum médian, les empreintes lophophoriennes (terminées en impressions réniformes) et le contour des empreintes musculaires dendritiques des adducteurs.

Tylopecta yangtzeensis (CHAO 1927)
(Pl. XXXI, fig. 4)

Cette espèce a été décrite du Djouffien de Chine [*Productus semireticulatus* (KAYSER, p. 181, Pl. XXV, fig. 2-3) ; *Productus yangtzeensis* (Chao, 1927, 2, p. 50, Pl. V, fig. 1-3 ; Pl. VIII, fig. 9)] en Serbie occidentale et en Hongrie septentrionale (Simic, 1933, p. 31, Pl. I, fig. 11-14 ; Ramovs 1958, p. 506, Pl. III, fig. 1), dans la Salt Range (Chidruen) et dans le Djouffien (Sarytcheva et Sokolskaja, 1965, Pl. XXXVII, fig. 1 ; Fantini-Sestini, 1965, p. 53, Pl. V, fig. 12). La coquille est très épaisse, avec une valve pédonculaire très creuse pourvue d'oreillettes bien distinctes mais ne dépassant pas le contour général subquadrangulaire. Il y a des épines au bord cardinal, sur les oreillettes et surtout sur le crochet, ainsi que sur une partie de la région viscérale où elles coïncident fréquem-

ment avec une partie des côtes au niveau où elles sont recoupées par les corrugations. La valve brachiale porte des côtes ornées de capilles et de lamelles d'accroissement, et des fossettes. Le processus cardinal fragile est rarement intact. Cependant, si on juge d'après leurs empreintes dans la pédonculaire, les diducteurs étaient puissants.

Araxilevis intermedius (ABICHI)
(Pl. XXXI, fig. 1-3)

Abich a décrit *Productus intermedius* var. *planoconvexus* (1878, p. 31, Pl. IV, fig. 13 ; Pl. IX, fig. 6), lequel a été décrit à nouveau par Ruzhentsev et Sarytcheva sous le vocable générique *Araxilevis* SARYTCHEVA (1965, p. 221-225, Pl. XXXV, fig. 4, Pl. XXXVI, fig. 1-4, fig.-texte 34-35). La répartition paraît jusqu'à présent limitée à la base du Djouffien d'Arménie (P. et N. Bonnet, 1947) et du Nord de l'Iran. Il semble cependant exister aussi dans les couches de Bükks en Hongrie.

Le test est relativement épais. L'ornementation de la pédonculaire, pratiquement dépourvue de côtes, comprend des épines assez espacées, disposées à peu près en quinconce et situées sur des côtes rares, discontinues et très atténuées. Les corrugations sont nombreuses sur la région viscérale et le crochet, où les côtes épineuses se montrent plus nombreuses, sur les oreillettes, ainsi que sur la chape d'où les côtes sont pratiquement exclues. Il s'y superpose en surface des capilles et des stries d'accroissement et, en profondeur, de nombreuses taléoles. L'ornementation est analogue sur la valve brachiale, mais les épines y sont remplacées par des fossettes disposées en quinconce. L'intérieur de la brachiale offre les empreintes dendritiques très saillantes des adducteurs postérieurs tandis que celles des adducteurs antérieurs sont larges et lisses ; les crêtes brachiales sont horizontales, perpendiculaires au septum médian, lequel dépasse le milieu de la coquille ; les endospines sont très nombreuses en avant.

Si l'ornementation d'*Araxilevis intermedius* est apparemment fort originale à cause de la quasi-absence des côtes, sa comparaison minutieuse avec celle de *Tylopecta yangtzeensis* nous incite à reconnaître ces deux espèces comme très voisines : la morphologie est identique, ainsi que les caractères internes de la valve brachiale et la disposition des corrugations. En outre, les épines de *Tylopecta yangtzeensis* sont du même type que celles d'*Araxilevis*, seulement plus nombreuses près du crochet.

En conclusion, *Araxilevis* se présente comme une mutation de *Tyloplecta yangtzeensis*. Cela expliquerait la position stratigraphique identique des deux espèces, le *Tyloplecta* ayant une très large distribution dans l'Eurasie téthysienne, *Araxilevis* étant

limité à un très petit bassin. Cette mutation est caractérisée par la *quasi-disparition des côtes*.

Choanoproductus gubleri TERMIER et TERMIER

Cette espèce des calcaires noirs siliceux de Sisophon (Cambodge) (1968, p. 109, fig. 215, p. 116) a été récoltée au sommet de la zone à *Yabeina* par J. Gubler. Mansuy l'avait signalée sous le nom de *Pr. cf. sumatrensis* (1914, p. 18, Pl. II, fig. 12) dans les calcaires de Ta Kreem. Son espèce ? *Productus paviei* (1912, Pl. III, fig. 6) du Permien supérieur de la rive droite du Mékong, près de Luang-Prabang, semble voisine de la nôtre : ainsi, le moule interne d'un fragment de la pédonculaire indiquerait qu'une collerette entourait les adducteurs ; l'ornementation, rapportée à ? *Monticulifera* par Muir-Wood et Cooper (1960, p. 327, Pl. CXXV, fig. 13) est proche également.

Rappelons que cette forme à contour subquadrangulaire et chape fortement convexe a des valves s'épousant l'une l'autre et un crochet peu saillant. L'ornementation est subréticulée sur les oreillettes, composée de capilles auxquelles se superposent des tubercules émoussés (monticules) disposés en quinconce sur la partie viscérale de la pédonculaire, et correspondant à des fossettes sur la brachiale. Sur la chape, ces tubercules cèdent la place à de véritables côtes. Le bord cardinal et les oreillettes de la pédonculaire donnent naissance à des épines assez fines. La chape porte aussi des épines haltéroïdes tubulaires irrégulièrement réparties. Sous le cortex, les alignements de taléoles suivent le dessin des capilles.

Le bord cardinal de la pédonculaire possède une interarée assez large avec un delthyrium pourvu d'un étroit pseudodeltidium tout à fait en arrière.

Dans l'intérieur de la pédonculaire, l'aire musculaire est incluse dans une coupe en forme de collerette, comprenant les empreintes flabellées des diducteurs qui enserrant celles, dendritiques, des adducteurs ; en avant se situe un mince septum médian. L'intérieur de la brachiale montre des crêtes brachiales arquées portant les impressions réniformes étroites, très en avant. Le processus cardinal est analogue à celui de *Tyloplecta*. Le septum médian atteint les trois-quarts de la longueur de l'espace viscéral.

Choanoproductus se présente comme une forme mutante dont une partie des caractères est franchement archaïque : 1) la large arée cardinale pourvue d'un vaste delthyrium, caractère qui ne se ren-

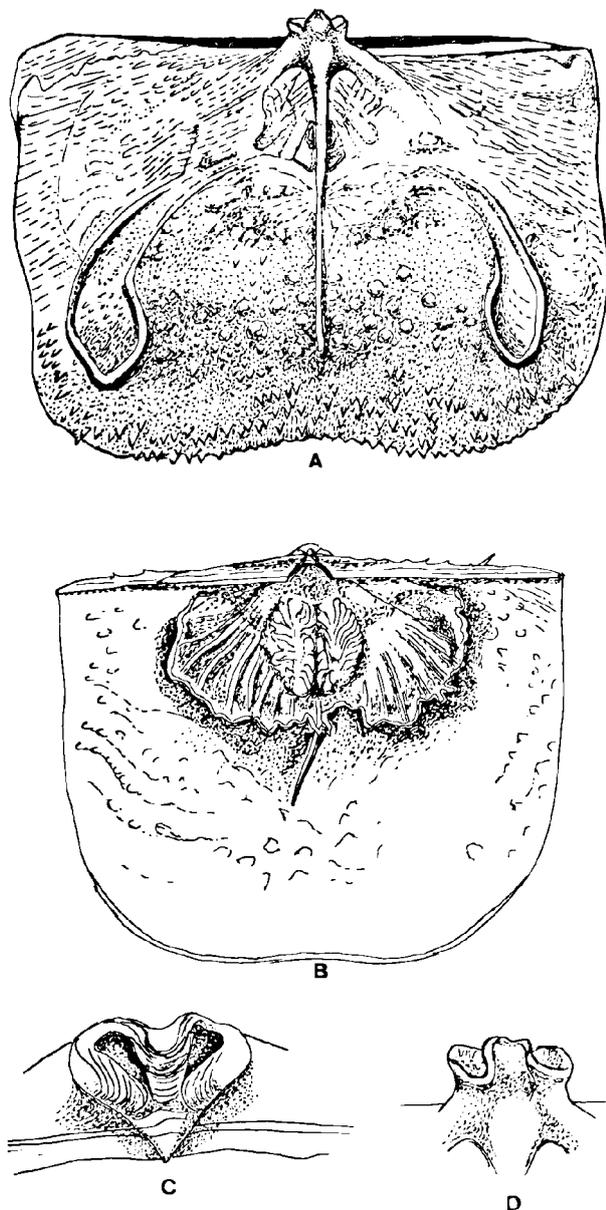


FIG. 12. — *Choanoproductus gubleri* TERMIER et TERMIER.
A, intérieur de la valve brachiale. Reconstitution.
B, intérieur de la valve pédonculaire. Reconstitution.
C, processus cardinal, vue postérieure.
D, processus cardinal, vue ventrale.

contre guère chez les Productacés ; 2) le processus cardinal, de type archaïque, que l'on ne peut comparer qu'à celui des Productellidés et à celui de certains Marginiféridés comme *Costispirifera* (mais qui se rencontre aussi chez *Grandaurispina* et *Monticulifera*) ; 3) la forme des crêtes brachiales, arquées au lieu d'être horizontales, amenant les impressions réniformes loin vers l'avant comme dans les Strophalosiacés et certains Productacés primitifs, mais aussi chez *Muirwoodia*. Nous pensons qu'il représente une fin de phylum faisant la synthèse de divers retours à l'archaïsme.

CONCLUSIONS

Le Djouffien, étage qui dura peu de temps au sens géologique du terme, a vu s'éteindre les Productacés. Mais l'agonie de ce phylum s'est accompagnée dans les régions téthysiennes d'une explosion de formes comparable à celle que l'on constate dans le Zechstein groenlandais que l'on peut considérer comme contemporain. On voit s'y côtoyer les principaux genres permien, arrivés dans la Téthys souvent après un long voyage, avec des types nouveaux qui n'auront pas de lendemain, mis à part les ancêtres des Thécidéidés.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BONNET P. et N. (1947). — Description géologique de la Transcaucasie méridionale (chaînes de l'Araxe moyen). *Mém. Soc. géol. France*, NS, XXV, 53, p. 1-292.
- 2) BROILLI F. (1916). — Die permischen Brachiopoden von Timor. *Paläont. Timor*, XII.
- 3) CHAO Y.T. (1927). — Brachiopod fauna of the Chihhsia limestone. *Bull. Geol. Soc. China*, VI, 2.
- 4) CHAO K.K. (1965). — The Permian Ammonoid-bearing formations of South China. *Scientia Sinica*, XIV, 12, p. 1813-1825.
- 5) COOPER G.A. et GRANT R.E. (1969). — New Permian Brachiopods from West Texas. *Smithson. Contr. Paleobiol.*, 1.
- 6) FANTINI-SESTINI N. (1965). — On some « Spinomarginifera » from the Upper Permian of Mubarak-Abad. *Ist. Pal. Univ. Milano*, F, 145.
- 7) FANTINI-SESTINI N. et GLAUS M. (1966). — Brachiopods from the Upper Permian Nesen Formation (North Iran). *Ibid.*, p. 156.
- 8) FURNISH W.M. (1966). — Ammonoids of the Upper Permian *Cyclolobus*-zone. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 125, p. 265-296.
- 9) GLAUS M. (1964). — Trias und Oberperm in zentralen Elburs (Persien). *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 57, n° 2, p. 497-508, 3 pl.
- 10) GUBLER J. (1935). — Etudes géologiques au Cambodge occidental. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, XXII, 2.
- 11) KUMMEL B. et TEICHERT C. (1966). — Relations between the Permian and Triassic formation in the Salt Range and Trans-Indus ranges, West-Pakistan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 125, p. 297, 333
- 12) LEVEN E.J. (1963). — O filogenii vysshich fusulinid i rastschlenenii verkhnepermiskich otlogonii tetisa *Akad. Nauk. URSS*, Geol. Inst. Mikropal, 7, p. 57-70.
- 13) MANSUY H. (1912). — Contribution à la géologie du Tonkin. 1^{re} série. *Mém. Serv. Géol. Indochine*, I, 4.
- 14) MANSUY H. (1913). — Faunes des calcaires à Productus de l'Indochine. 2^{me} série. *Ibid.*, II, 4.
- 15) MANSUY H. (1914). — Faunes des calcaires à Productus de l'Indochine. 2^{me} série. *Ibid.*, III, 4.
- 16) MUIR-WOOD H.M. et COOPER G.A. (1960). — Morphology, classification and life habits of the Productoidea (Brachiopods). *Geol. Soc. America*, Mem. 81.
- 17) REED F.R.C. (1931) — New fossils from Productus limestones of the Salt Range. *Mem. Geol. Survey India. Pal. Indica*, N.S. XVII.
- 18) REED F.R.C. (1944). — Brachiopoda and Mollusca from the Productus limestones of the Salt Range. *Ibid.*, XXIII, 2
- 19) RUZHENTSEV V.E. et SARYTCHEVA T.G. (1955). — Razvitie i smema morskikh organismov na rubezhe paleozoja i mesozoja. *Trudy Paleont. Inst.*, vol. 108.
- 20) SARYTCHEVA T.G. (1964). — Oldgaminoidnye brachiopody iz permi Zakavkazya. *Paleont. Journal*, n° 3, p. 58-72, Pl. 7-8.
- 21) STEPANOV D.L., GOLSHANI F. et STOCKLIN J. (1969). — Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. *Geol. Surv. Iran*, rep. 12.
- 22) TEICHERT C., KUMMEL B. et KAPOOR H.M. (1970). — Mixed Permian-Triassic Fauna, Guryul Ravine, Kashmir. *Science*, 167, p. 174-175.
- 23) TERMIER G., TERMIER H. et PAJAUD D. (1967). — Découverte d'une Thécidée dans le Permien du Texas. *C.R. Ac. Sc.*, D 263, p. 332-335.
- 24) TERMIER H. et TERMIER G. (1970). — Le genre *Spyridiophora* (Brachiopodes Productoïdes) dans le Permien asiatique. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 57-62.
- 25) TERMIER H. et TERMIER G. — Anatomie fonctionnelle de quelques Productoïdes. 89^{me} Congrès de l'A.F.A.S., Brest, 6-11 juillet 1970. *Soc. géol. et min. Bretagne*, fasc. 1. ,
- 26) TERMIER H. et TERMIER G. — Le squelette taléolaire ; réflexions sur la structure des Brachiopodes et des Bryozoaires Tubulaires. *Bull. Soc. belge de géol.* (sous presse).
- 27) TRAN THI CHI THUAN. (1961). — Les Brachiopodes permien du Phnom-Tup. (Sisophon-Cambodge). *Ann. Fac. Sci. Saïgon*, p. 267-308.
- 28) WAAGEN W. (1882-1885). — Salt Range fossils. I - Productus limestone fossils. *Mem. Geol. Surv. India*, Ser. XIII, 4.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XXIX

- FIG. 1 à 4. — *Urushtenia khmeriana* nov. sp.
Calcaires de Sisophon (coll. J. Gubler).
1. - Valve pédonculaire. Vue de la chape.
(Gr. = 3,2).
2. - Fragment de la précédente (Gr. = 6,7).
3-4. - Fragments. (Gr. = 12 env.).
Les figures 2-4 sont destinées à montrer l'ornementation.

- FIG. 5 à 7. — Endospines caractéristiques sur la commissure de la valve brachiale.
La figure 7 montre la position de ces endospines par rapport aux côtes. On remarque les barbelures de ces épines formées par des taléoles.

PLANCHE XXX

- FIG. 1-2. — *Waagenoconcha abichi* (WAAGEN).
(Gr. = 3 env.). Djoulfien. Zone à *Cyclotobus*. Ankitokazo (Nord-Ouest de Madagascar). Coll. H. Besairie.

1. - Moule interne en vue dorsale montrant le crochet de la valve pédonculaire et le septum médian de la valve brachiale.
2. - Moulage d'un moule interne de la valve brachiale montrant le processus cardinal et le septum médian.

- FIG. 3 à 10. — *Megousia* sp. (Gr. = 3,2).
Djoulfien. Sisophon. (Coll. J. Gubler).

3. - Valve pédonculaire.
4. - Vue dorsale d'un autre individu.

- FIG. 4 à 6. — *Cyrtalosia circinata* nov. sp.
Générotype. (Gr. = 4,2).

4. - Vue dorsale.
5. - Vue ventrale.
6. - Profil.

- FIG. 7 à 9. — *Anschia thecideiformis* nov. sp.
(Gr. = 8).

- 7-8. - Générotype.
7. - Vue dorsale.
8. - Vue ventrale.
9. - Vue dorsale d'un cotype.

PLANCHE XXXI

- FIG. 1 à 3. — *Arazilevis intermedius* (ABICH).
(Gr. = 2). Base du Djoulfien (Arménie).
Coll. P. et N. Bonnet.

1. - Vue dorsale montrant la valve brachiale légèrement usée de façon à faire ressortir les impressions réniformes du lophophore.
2. - Disposition des taléoles entre les feuillets internes de la coquille chez *Arazilevis intermedius* (ABICH).
3. - Vue de la pédonculaire disposée pour bien montrer l'ornementation au niveau de l'espace viscéral.

- FIG. 4. — *Tyloplecta yangtzeensis* (CHAO). (Gr. = 3).
Djoulfien du Nord de l'Iran.

L'exemplaire est disposé pour montrer l'ornementation de la valve pédonculaire selon une orientation comparable à celle d'*A. intermedius* (ABICH) dans la figure 3.

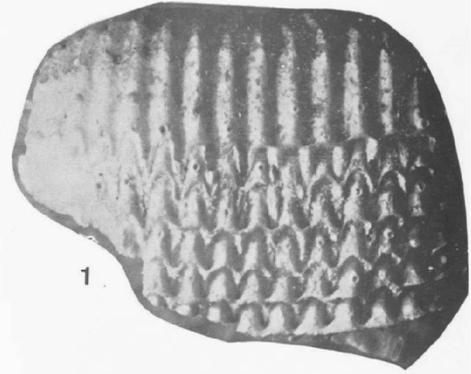
- FIG. 5 à 7. — *Linoproductus cambodgensis* nov. sp.
Base du Djoulfien. Sisophon. (Coll. J. Gubler).

5. - Vue dorsale.
6. - Profil montrant les corrugations sur l'oreillette.
7. - Ornementation de la pédonculaire, montrant la transition costale de l'arrière vers l'avant de part et d'autre de l'épine.

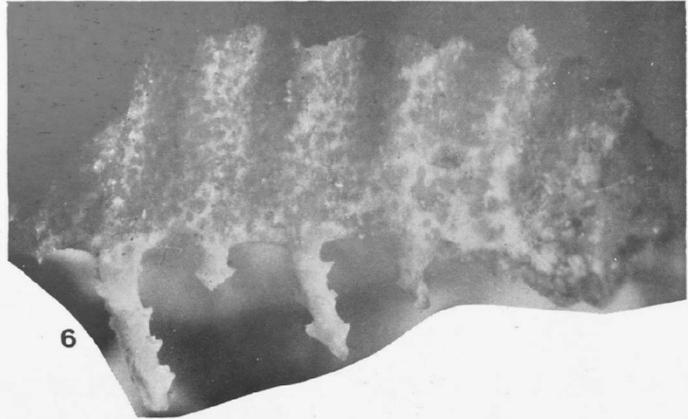




4



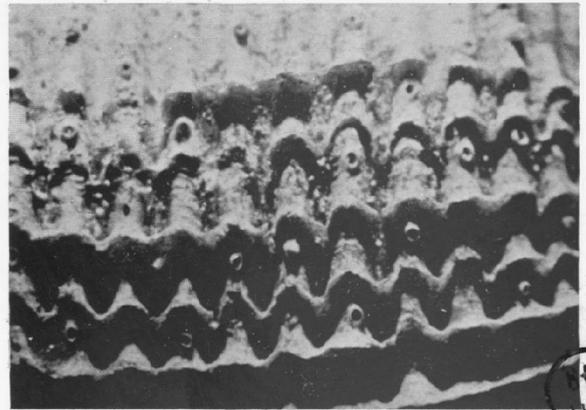
1



6



5



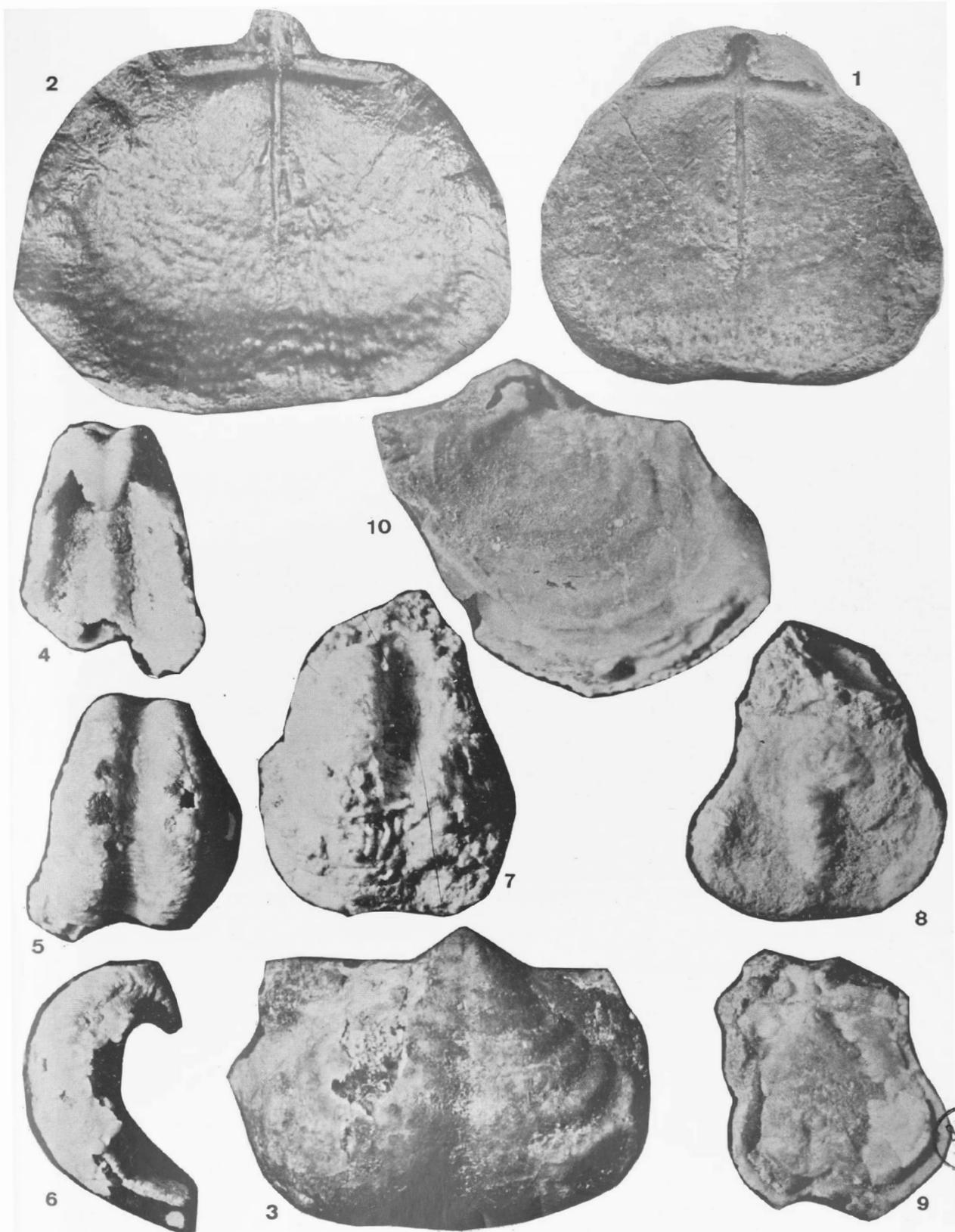
2

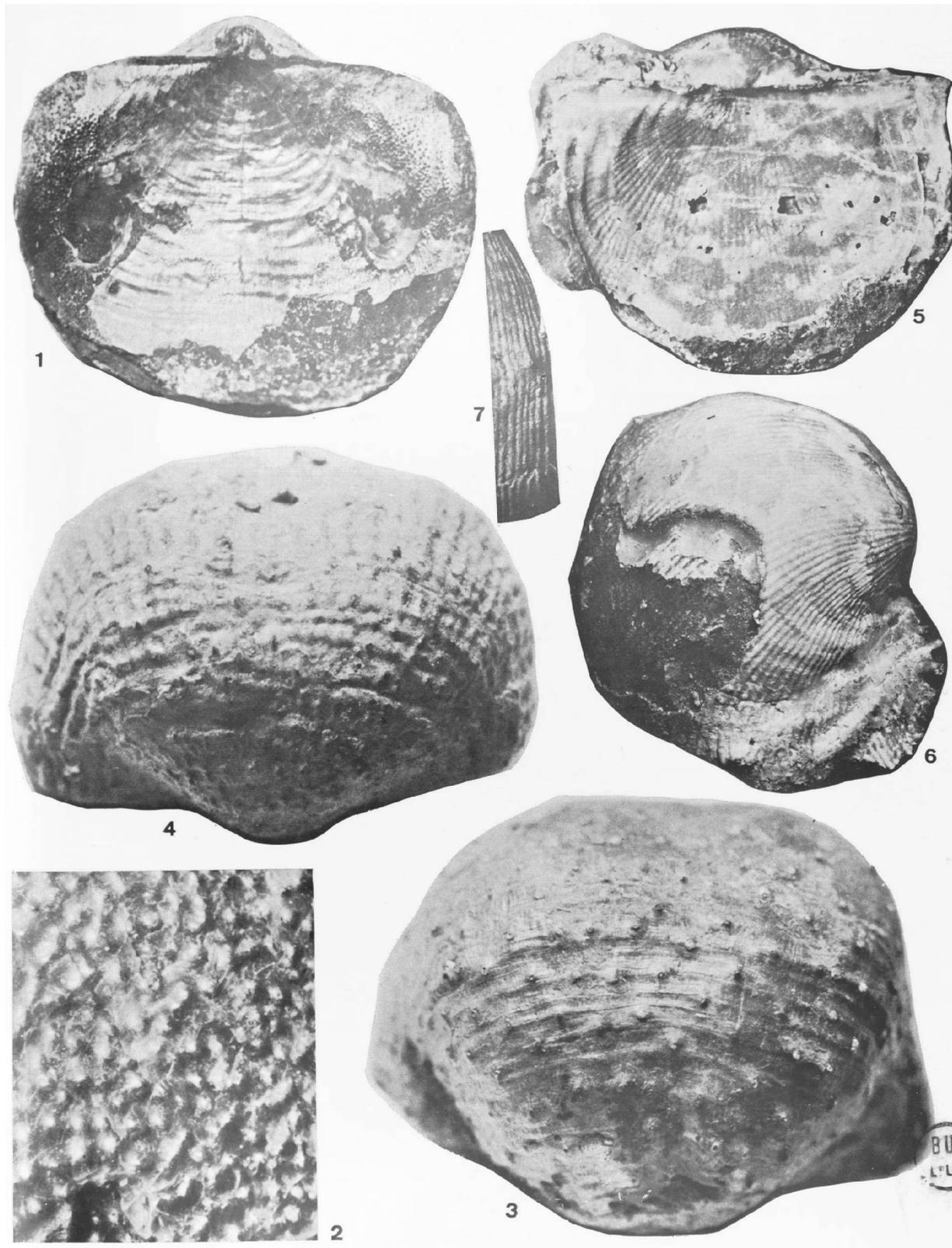


3



7





Typologie géochimique des calcaires, application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques dans les massifs hercyniens français

par P. DEBRABANT (*)

Sommaire. — A l'aide du traitement statistique des données des analyses chimiques et spectrochimiques, l'auteur apporte une contribution à l'étude géochimique des roches carbonatées sédimentaires et métamorphiques.

1. Les grands faciès sédimentaires calcaires sont caractérisés par des paramètres purement chimiques (concentrations moyennes en éléments, dispersion de ces concentrations, rapports entre éléments) et statistiques (couples d'éléments liés par des corrélations totales et partielles hautement significatives).

2. Les résultats obtenus sont appliqués à la recherche de l'origine des calcaires métamorphiques (essentiellement dans le Massif central français, le Bourbonnais, les Vosges).

3. En comparant les propriétés issues de l'étude des deux ensembles, sédimentaire et métamorphique, l'auteur dégage les propriétés géochimiques qui restent constantes et celles qui varient au cours du métamorphisme.

4. Un essai d'application des méthodes utilisées à propos du milieu carbonaté calcique est tenté sur le milieu calcaro-magnésien.

Summary. — With help of statistic treatment from chemical and spectrochemical analysis, the author brings contribution to geochemical study of sedimentary and metamorphic carbonate rocks.

1. Principal limestones are characterised by purely chemical parameters (average between elements' concentrations, concentrations' scattering, elements' ratios) and statistic parameters (elements' pairs bounded by highly significant correlations).

2. Obtained results are applied in determination of metamorphic limestones' origins (essentially in Massif central français, Bourbonnais and Vosges).

3. By comparison of properties issued from two sedimentary and metamorphic whole, the author clears geochemical properties which remain constant and these varying during metamorphism.

4. Application's try of methods used in limestones is attempted in dolostones.

I. — INTRODUCTION

Dans les récentes publications concernant les roches carbonatées calciques, les auteurs insistent sur la nécessité d'aller au-delà de l'étude pétrographique de l'origine des sédiments anciens et de leur classification, pour apporter des critères plus précis sur la distinction des environnements des milieux de dépôt. Il en découle toute une série de

recherches sur les sédiments récents, mettant en œuvre des techniques physico-chimiques diverses.

Par ailleurs, ces procédés sont pratiquement les seuls pouvant apporter quelques éclaircissements sur les faciès initiaux des niveaux carbonatés des terrains cristallophylliens, où les critères habituels de l'observation disparaissent très rapidement avec l'augmentation du degré de métamorphisme. Il est certain que la possibilité d'inscrire l'ancien environnement sédimentaire d'un cipolin entre d'étroites limites pourrait avoir d'utiles appli-

(*) Département Sciences appliquées, B.P. 36, 59 - Lille.

cations dans les reconstitutions paléogéographiques ou dans les corrélations stratigraphiques.

Cette publication rassemble les résultats obtenus en essayant de distinguer géochimiquement les grands faciès sédimentaires calcaires. Elle examine les applications à la recherche de l'origine sédimentaire d'un certain nombre de calcaires métamorphiques et aux possibilités de corrélations stratigraphiques en milieux carbonatés azoïques.

II. — LES MOYENS

Les moyens mis en œuvre sont essentiellement ceux de l'analyse chimique globale, de la spectrochimie et du calcul statistique. Ces différentes méthodes sont appliquées à 560 échantillons prélevés essentiellement en France et en Belgique.

1) Analyses chimiques globales (*).

Les concentrations en éléments majeurs et mineurs ont été déterminées par les moyens classiques de l'analyse chimique par voie humide. Les oxydes correspondants, entrant systématiquement dans cette étude, sont au nombre de 13 ; ce sont respectivement :

SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅, H₂O⁻ et CO₂.

2) Analyses spectrochimiques.

L'étude des éléments en traces a été menée à bien par deux voies différentes :

— le strontium et le baryum par fluorescence X (*);

— le bore, le plomb, l'étain, le vanadium, le gallium, le cuivre et le nickel par spectrographie d'émission dans l'ultra-violet (**), étalonnage interne - externe [M. Roques, 1958 (25)].

Les 9 éléments précités font l'objet d'une étude quantitative systématique tandis que le cobalt et le molybdène n'ont été soumis qu'à une analyse qualitative.

Remarque : Le choix des éléments en traces n'est pas arbitraire. Leur sélection est due à de

(*) Effectuées au Département Minéralogie du Commissariat à l'Energie atomique, Fontenay-aux-Roses.

(**) Au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand.

nombreuses analyses qualitatives préalables et aux limites de détection des méthodes utilisées.

3) Les moyens statistiques.

Toutes les analyses chimiques et spectrochimiques ont apporté un minimum de 22 concentrations en éléments ou oxydes par échantillon, et compte tenu de leur nombre, ce sont globalement 12.000 données qui peuvent ainsi être traitées par les moyens classiques de la statistique.

Différents types de traitements ont successivement été programmés sur ordinateur, de manière à retirer le maximum d'informations des données chimiques brutes.

Ce sont :

1) le calcul des intervalles de variation des concentrations moyennes en éléments ou oxydes ;

2) le mode des valeurs moyennes de certains rapports ;

3) les corrélations totales entre couples d'éléments ou oxydes [R. Murard, 1960 (21)] ;

4) les corrélations partielles (proprement dites ou à trois variables

$$n \neq i \text{ et } j$$

$$x_i, x_j, \sum x_{n-2} ;$$

5) les corrélations multiples ;

6) le type de distribution des éléments majeurs, mineurs, traces ;

7) l'identité des populations chimiques, essentiellement dans les essais de corrélations stratigraphiques [D.M. Shaw, 1969 (28)].

Remarques : Pour chaque gisement ou groupe de gisements étudié, les coefficients de corrélation totale sont calculés non seulement pour les couples d'éléments ou oxydes (X-Y) mais encore pour les couples :

$$\begin{aligned} X &- \ln Y \\ \ln X &- Y \\ \ln X &- \ln Y \end{aligned}$$

Ensuite, celui des quatre coefficients précités qui présente la valeur absolue la plus grande est sélectionné, ce qui permet, par accumulation d'un certain type de corrélation, pour un même élément, d'avoir une quasi-certitude sur son mode de distribution.

Cependant, la signification du coefficient de corrélation totale peut être sujette à caution, du

moins quant au point de vue relations géochimiques pures. Ainsi, Shaw (1964) (27) précise que des effets fortuits en fonction des variances peuvent influer sur les coefficients de corrélation calculés entre paires d'éléments. Ceci peut être d'autant plus accentué que les coefficients de variation des teneurs sont plus proches.

Plus importantes que cet effet, purement occasionnel, sont les relations apparentes, propriétés intrinsèques des systèmes de variables à somme constante. En effet, si l'on considère les résultats de l'analyse chimique globale, ils sont exprimés en pourcents et font donc partie d'une somme constante : $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \dots + \text{CO}_2) = 100$. Pour des éléments à forte teneur, il est évident que si l'une d'entre elle augmente, une partie des autres ne peut que diminuer, d'où des corrélations négatives apparentes. « Dans un système à n variables et somme constante, le coefficient de corrélation totale peut ne pas représenter les dépendances réelles entre les variables, qui sont déformées par le système mathématique utilisé » [G. Ataman, 1967 (1)]. L'imprécision est d'autant plus grande que :

- le nombre de variables est plus petit ;
- la somme $(x + y)$ des teneurs à tester est grande ;
- le rapport x/y est voisin de 1.

Ce phénomène peut essentiellement affecter les éléments majeurs mais se répercute parfois sur les traces, étant donné les interdépendances étroites qu'elles présentent avec certains majeurs.

Dans le cas particulier des analyses interprétées ici, le nombre des variables est relativement important (13 pour les majeurs). Néanmoins, toutes les corrélations décelées entre les principaux éléments majeurs : Ca, Si et Al dans les calcarénites, Mg dans les carbonates dolomités, sont toujours sérieusement discutées.

Pour tenter de réduire l'insuffisance de précision des liaisons mises en évidence par les corrélations totales, les corrélations partielles ont été utilisées, lorsque l'échantillonnage correspondant s'est révélé suffisamment conséquent. On rappellera que ce type d'étude statistique permet de considérer la relation intrinsèque d'un couple en le soustrayant à l'influence statistique des autres variables du système.

Quand l'échantillonnage est par trop réduit, une étude moins générale est faite systématique-

ment en considérant les corrélations partielles à $(n \neq i \text{ et } j)$

trois variables, du type $x_i, x_j, \sum x_{n-2}$

En définitive, seules sont généralement conservées les relations décelées par des corrélations totales confirmées en signe et en crédibilité ($> 95\%$) par les corrélations partielles correspondantes.

Note : On pourrait remarquer que, vu les indéterminations possibles, il serait plus rapide de ne considérer que les relations "partielles" en éliminant complètement l'étude des relations "totales". Cependant, il faut se souvenir que les corrélations partielles ne portent que sur les valeurs :

$$U = X_i - X'_i \text{ et } V = X_j - X'_j$$

k de 1 à n

ou X'_i est l'estimation $\sum_{k \neq i \text{ et } j} a_k, x_k$

de la variable aléatoire X_i linéairement liée aux $n - 2$ autres variables.

Dans ce calcul, les variables aléatoires (donc les différentes valeurs que peut prendre la concentration d'un élément ou oxyde dans un gisement donné) ne sont pas considérées dans leur totalité. D'où la nécessité de rechercher ce que peuvent apporter les corrélations totales. En fait, les deux types d'études, même s'ils se recoupent partiellement, se complètent très bien.

III. — TYPOLOGIE GEOCHIMIQUE DES CALCAIRES

Dans la recherche des caractéristiques des sédiments calcaires, on ne pouvait entrer dans un extrême détail, il a donc fallu se contenter des coupures pétrologiques classiques distinguant les faciès :

- oolitique ;
- récifal ;
- crinoïdique ;
- sapropélicifère ;
- coquillier ;
- à Foraminifères benthoniques ;
- à Foraminifères planctoniques ;
- lacustre.

Dans un même schéma de travail, tous les moyens d'investigation précédemment cités ont été appliqués d'une façon systématique aux données analytiques représentant les différents faciès. Le maximum de renseignements permettant les comparaisons ultérieures se trouve répertorié en une

série de tableaux ou de schémas simples dans les limites permises par les possibilités graphiques.

1) Concentrations moyennes en éléments et intervalles de variation de ces concentrations.

Les teneurs moyennes déterminées à partir d'une certaine quantité d'échantillons, par suite essentiellement des fluctuations dans la distribution des éléments à l'intérieur des sédiments, sont entachées d'une certaine dispersion. Elles varient donc dans des intervalles dont les limites peuvent être cal-

culées et fixées en fonction de la confiance que l'on désire leur attribuer. On a tout intérêt à réduire au maximum des possibilités la largeur de ces intervalles, de façon à pouvoir effectuer des comparaisons plus nettes en évitant au mieux les recouvrements d'un faciès à l'autre. Néanmoins, dans cette opération, on est limité par la confiance à accorder à chaque intervalle dont la probabilité d'existence doit rester supérieure à 95 %.

Dans chaque case du tableau I, on trouvera la concentration moyenne d'un élément ou oxyde dans

TABLEAU I. — Comparaison des compositions chimiques moyennes dans les différents faciès des sédiments calcaires.

X	Oolitique : marin	Méfilal	Crinoïtique	Coquillier	Sapropélicifère	à Foraminifères benthoniques	Craie	Lacustre	Total
SiO ₂	1,03-1,87	0,96-1,88	0,62-2,24	0,70-4,94	1,10-3,28	5 - 15	0,47-1,05	0,24-6,08	2,68-6,32
\bar{m}	1,46	1,32	1,43	2,82	3,19	10,01	0,76		3,50
Al ₂ O ₃	0,61-0,99	0,74-1,06	1,06-1,62	1,00-1,76	0,94-1,56	0,66-1,16	0,30-0,78	0,84-1,74	1,02-1,25
\bar{m}	0,80	0,90	1,34	1,38	1,25	0,92	0,64		1,13
Fe ₂ O ₃	0,60-0,88	0,41-0,57	0,47-0,95	0,73-1,21	0,71-1,03	0,44-1,02	0,31-0,53	0,66-1,06	0,60-0,78
\bar{m}	0,74	0,49	0,85	0,97	0,87	0,73	0,42		0,69
FeO	0,09-0,17	0,07-0,13	0,06-0,18	0,04-0,10	0,00-0,04	0,00-0,12	0,00-0,03	0,00-0,02	0,07-0,11
\bar{m}	0,13	0,10	0,12	0,07	0,02	0,06	0,01		0,09
Fe	0,52	0,42	0,55	0,73	0,63	0,56	0,27		0,55
total									
CaO	52,5-53,5	52,6-53,6	51-52,50	49,5-53	49,5-52	44,5-51	53-54	49-53	50,5-52
\bar{m}	52,86	53,12	51,60	51,32	50,59	47,88	53,66	51,13	51,29
MgO	0,37-0,49	0,26-0,70	0,31-1,09	0,32-0,88	0,71-0,95	0,21-0,51	0,19-0,25	0,22-0,42	0,46-0,62
\bar{m}	0,43	0,48	0,70	0,60	0,78	0,36	0,22		0,54
Mn ₂ O ₃	0,03-0,07	0,04-0,06	0,06-0,10	0,06-0,08	0,05-0,07	0,07-0,09		0,06-0,22	0,04-0,08
\bar{m}	0,06	0,05	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08		0,07
K ₂ O	0,07-0,09	0,07-0,13	0,06-0,14	0,08-0,26	0,07-0,21	0,07-0,23	0,04	0,02-0,52	0,12-0,20
\bar{m}	0,08	0,10	0,10	0,17	0,14	0,15			0,16
TiO ₂	0,01-0,03		0,00-0,01	0,00-0,02	0,01-0,03			0,00-0,01	
\bar{m}	0,02	0,01		0,01	0,02	0	0		0,01
MnO	0,02-0,04		0,00-0,01	0,02-0,04				0,01-0,03	
\bar{m}	0,03	0,01		0,03	0,01	0	0,02		0,01
P ₂ O ₅			0,01-0,03	0,03-0,09	0,01-0,03	0,00-0,02	0,11-0,19	0,02-0,04	0,04-0,12
\bar{m}	0,02	0,01	0,02	0,06	0,07	0,01	0,15		0,08
H ₂ O	0,38-0,48	0,31-0,45	0,39-0,47	0,33-0,43	0,18-0,52	0,16-0,48	0,26-0,40	0,44-0,84	0,41-0,47
\bar{m}	0,43	0,38	0,35	0,38	0,45	0,32	0,33		0,44
CO ₂	41 - 42	41 - 42	40,5 - 42	37,5 - 41	38 - 40	35 - 39,5	41-42	37,5-49,5	39,50-40,5
\bar{m}	41,53	41,54	41,21	39,31	39,00	37,74	41,44	39,15	39,95
B	7 - 9	5 - 11	8 - 11	11 - 21	11 - 20	7 - 20	6 - 8	7 - 17	11 - 15
\bar{m}	8	8	9	16	15	14	7		13
Pb	4 - 5	2 - 8	3 - 4	3 - 4	3	2,30-4,00	3,5 - 4,5	3 - 5	3,5 - 5
\bar{m}	3,5	4,5	3	4	2,5	3,5	2	3	3
Ga	3 - 4	3 - 4	4 - 5	3 - 4	3 - 4	3 - 4	5	3 - 4	4
\bar{m}	3	4	4	4	4	3	4		4
Cu	3 - 4	3 - 5	4	4 - 5	4	3 - 4	4	3,5 - 4,5	4
\bar{m}	4	4	4	4,5	4	4	4		4
Ni	4 - 5	4 - 7	5 - 7	4,5 - 6	3 - 4	4 - 5	5,5 - 6,5	3 - 8	5
\bar{m}	4,76	5,17	5,82	5,25	4,64	4,13	5,52	5,10	5,36
Sr	276 - 317	182 - 257	146 - 300	252 - 464	413 - 512	352 - 541	364 - 430	520 - 797	310 - 365
\bar{m}	296	220	223	358	463	446	397		368

\bar{m} : Valeur moyenne (par rapport à l'intervalle de variation à 95 % de probabilité).

un faciès donné, ainsi que l'intervalle de variation de cette concentration, déterminé à partir de l'écart moyen.

La limite de confiance de chaque intervalle est supérieure à 95 %. La colonne "total" correspond au même type d'étude effectué sur la compilation générale des échantillons sédimentaires calcaires, considérés comme une famille unique.

L'utilisation de la dispersion des concentrations moyennes ainsi calculées est plus sûre pour définir un environnement géochimique que la comparaison brutale des teneurs proprement dites. Par ailleurs, il vaut mieux s'adresser à des éléments dont la dispersion à l'intérieur d'un même faciès est faible et dont les concentrations moyennes sont nettement différentes d'un faciès à l'autre. Il est évident que tous les éléments étudiés n'offrent pas la même importance car certains d'entre eux remplissent

imparfaitement les conditions qui viennent d'être stipulées.

A ce propos, on aurait pu s'attendre à ce que, dans chaque environnement étudié, le hasard fasse que les éléments les moins dispersés soient différents. Or il n'en est rien. Ainsi, en considérant les éléments ou oxydes dont les dispersions sont les plus faibles, on voit se détacher très nettement de l'ensemble analysé :

CaO et CO ₂ dans tous les gisements	
H ₂ O et le gallium dans 89 % des environnements	
Fe ₂ O ₃ et le cuivre » 78 %	»
Na ₂ O » 67 %	»
Al ₂ O ₃ » 56 %	»

C'est évidemment en priorité à ces éléments ou oxydes que l'on s'adressera pour définir un environnement géochimique carbonaté. Mais il faut rejeter le cuivre et le gallium qui n'offrent pas de

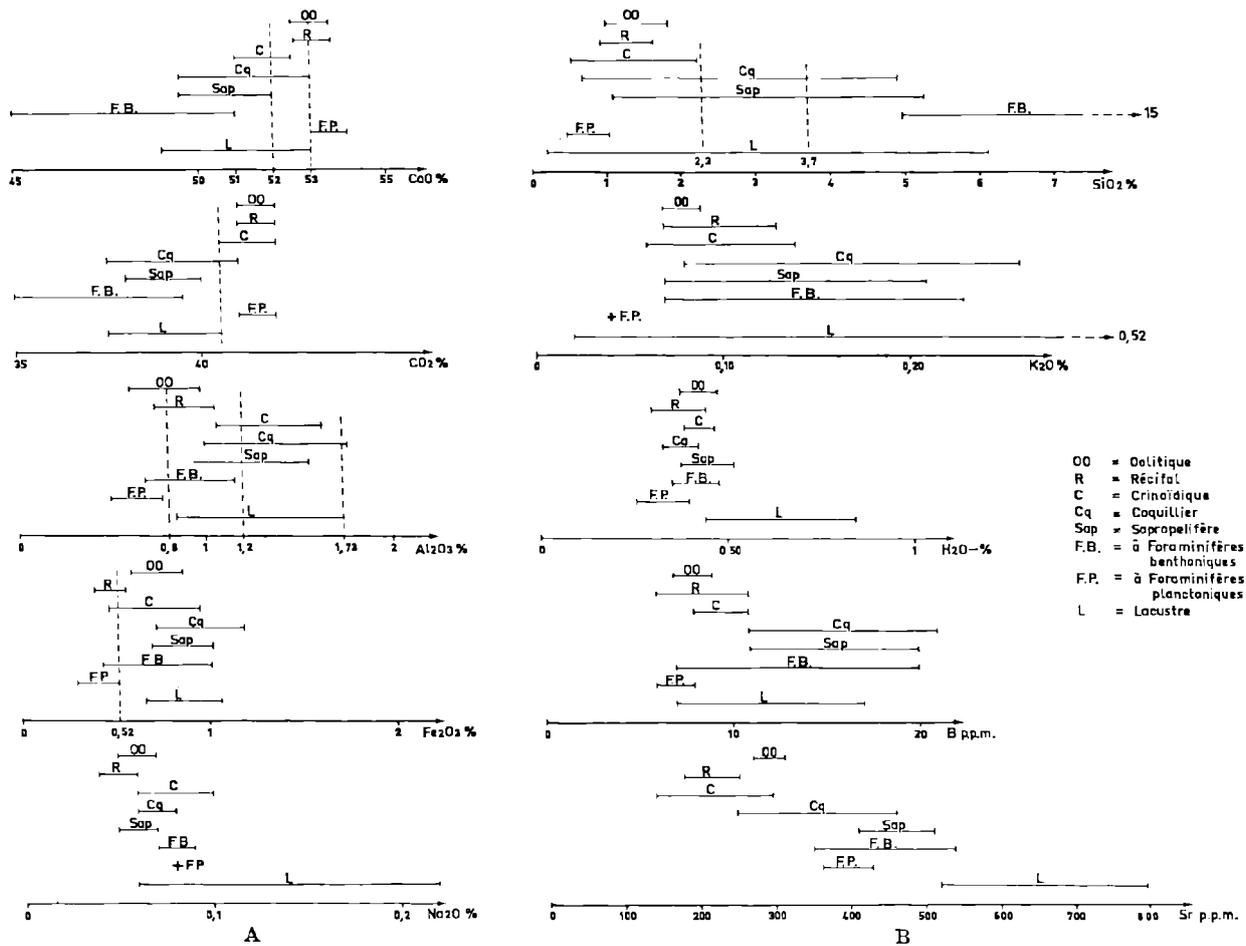


FIG. 1. — Dispersion des concentrations moyennes en éléments ou oxydes dans les différents faciès sédimentaires calcaires

concentrations suffisamment différentes d'un faciès à l'autre.

La figure 1 A schématise simplement ce phénomène. Chaque segment y représente l'intervalle de variation de l'élément ou oxyde dans le faciès correspondant.

Par ailleurs, cet ensemble finalement restreint apporte insuffisamment de précision, il faut lui ajouter un certain nombre d'autres éléments qui, bien que présentant des dispersions importantes, offrent des concentrations moyennes suffisamment distinctes d'un faciès à l'autre. Ainsi, on peut utilement se servir (fig. 1 B) de la silice, de la potasse, du bore et du strontium.

On remarquera que la seule utilisation de ces schémas n'est pas toujours suffisante. Par ailleurs, pour que la réalité d'une détermination ait une bonne probabilité, il faut se plier à un certain nombre de précautions et d'exigences. On pourrait aboutir à des contresens en voulant conclure à partir des concentrations d'une partie seulement des éléments figurés et d'un nombre trop faible d'échantillons. En règle générale, pour un gisement déterminé, il faut travailler avec les intervalles de dispersion des concentrations moyennes de tous les éléments figurés, calculés sur une dizaine d'analyses et procéder par éliminations successives, en effectuant les comparaisons dans l'ordre des intervalles les moins recouvrants.

Les autres éléments peuvent bien entendu intervenir, mais au second degré, à titre d'argument complémentaire. On trouvera dans le tableau II la place qu'occupe la totalité des éléments majeurs-mineurs rangés par ordre d'écart relatif sur leur concentration moyenne, croissant de la gauche vers la droite.

On reconnaît dans les premières places les oxydes les moins dispersés, déjà cités : CO_2 , CaO , H_2O , Al_2O_3 et Fe_2O_3 . On remarquera que TiO_2 est généralement l'oxyde le plus dispersé.

Le tableau III, comparable au précédent dans sa forme, permet de faire intervenir l'ordre de dispersion des éléments-traces. On peut y constater que le bore est l'un des éléments qui présente une des plus fortes dispersions sur sa concentration moyenne.

2) Rapports caractéristiques entre paires d'éléments.

En 1957, Strakhov (29) précisait que, je cite : « Pour établir la série complète des processus géochimiques et leurs corrélations, le rapport des paires d'éléments chimiques est d'une exceptionnelle importance ». Il est donc logique de s'y intéresser.

L'étude des corrélations permet de déterminer a priori quels sont les couples d'éléments présen-

TABLEAU II. — *Ordre de dispersion des éléments "majeurs-mineurs" dans les sédiments calcaires*

Faciès		
Oolitique	: CaO , CO_2 < H_2O^- < K_2O < MgO < P_2O_5 < Na_2O < FeO < Al_2O_3 < FeO < MnO < SiO_2 < TiO_2	:
Récifal et Périrécifal	: CaO , CO_2 < Fe_2O_3 < Al_2O_3 < H_2O^- < Na_2O < SiO_2 < FeO < K_2O < MgO < P_2O_5 < MnO < TiO_2	:
Crinoïdique	: CaO , CO_2 < H_2O^- < Al_2O_3 < Na_2O < Fe_2O_3 < K_2O < P_2O_5 < FeO < MgO < SiO_2 < MnO < TiO_2	:
Coquillier	: CaO < CO_2 < H_2O^- < Na_2O < Fe_2O_3 < Al_2O_3 < MnO < FeO < MgO < P_2O_5 < K_2O < SiO_2 < TiO_2	:
Sapropélicifère	: CaO < CO_2 < Na_2O < H_2O^- < Fe_2O_3 < MgO < Al_2O_3 < P_2O_5 < TiO_2 < K_2O < MnO < SiO_2 < FeO	:
à Foraminifères benthoniques **	: CaO , CO_2 < Na_2O < H_2O^- < Al_2O_3 < Fe_2O_3 < MgO < SiO_2 < K_2O < FeO , P_2O_5	:
à Foraminifères planctoniques * (craie)	: CaO , CO_2 < Na_2O < K_2O < MgO < MnO < H_2O^- < Al_2O_3 < Fe_2O_3 < P_2O_5 < SiO_2 < FeO	:
Lacustre	: CO_2 < CaO < Fe_2O_3 < MnO < MgO < H_2O^- < P_2O_5 < Al_2O_3 < Na_2O < SiO_2 < K_2O < FeO , TiO_2	:
Total	: CaO , CO_2 < H_2O^- < Al_2O_3 < Fe_2O_3 < Na_2O < MgO < MnO < FeO < SiO_2 , P_2O_5 < K_2O < TiO_2	:

* et **: Dans les faciès correspondants, TiO_2 et MnO ne sont pas suffisamment représentés pour intervenir rationnellement dans le calcul des dispersions.

< = moins dispersé que...

TABLEAU III. — *Ordre de dispersion des éléments en traces dans les sédiments calcaires*

Faciès		
Oolitique	: Pb, Sr < Ga, Cu < Sn < Ni < B	:
Récifal	: Ga < Sn < Sr < Ni < B < Cu < Pb	:
Crinoïdique	: Ga < Cu < Sn < B, Ni < Sr < Pb	:
Coquillier	: Pb < Cu < Ga < Sn, Ni < B < Sr	:
Sapropélicifère	: Ga < Pb, Cu < Sr < Ni < Sn < B	:
à Foraminifères benthoniques	: Cu < Sn, Ni < Ga < Sr < Pb < B	:
à Foraminifères planctoniques	: Cu < Ga, Sr < Ni < B < Pb < Sn	:
Lacustre	: Ga, Cu < Pb < Sn < Sr < Ni < B	:
total	: Ga < Sn < Cu < Ni, Sr < B < Pb	:

< = moins dispersé que...

tant les relations positives les plus étroites. Il suffit ensuite de préciser ces relations en vérifiant la constance du rapport des concentrations correspondantes.

En fait, parmi les éléments étudiés, le nombre des rapports applicables à l'ensemble des sédiments calcaires est assez restreint.

Ils sont rassemblés dans le tableau IV. Ce sont essentiellement $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, MgO/CaO , $\text{Sr}/1\,000\text{ Ca}$, $10^3\text{B}/\text{K}_2\text{O}$ et parmi les traces : Ga/Pb , Pb/Sn , Cu/Pb et Ni/Cu .

Le fait d'avoir retenu MgO/CaO et le rapport atomique $\text{Sr}/1\,000\text{ Ca}$ n'est pas nouveau. La plupart des géochimistes qui se sont intéressés aux roches carbonatées calcaires les ont utilisés. Par ailleurs, en 1963, Walker (34) avait vu le parti que l'on pouvait tirer de la constance du rapport bore/potassium dans les schistes sédimentaires (ce fait résultant de l'absorption du bore par les minéraux argileux). Ainsi, l'étroite relation qui lie ces deux éléments dans les calcaires ne fait que généraliser cette propriété.

Tous ces rapports sont utilisables à des titres divers : soit par leur valeur absolue (là où interviennent les majeurs-mineurs), soit par le sens de leurs variations (traces). Certains appor-

TABLEAU IV. — *Rapports caractéristiques entre les éléments dans les sédiments calcaires*

Faciès	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	MgO/CaO	$\text{Sr}/1\,000\text{ Ca}$	$10^3\text{B}/\text{K}_2\text{O}$	Ga/Pb	Pb/Sn	Cu/Pb	Ni/Cu
Oolitique	: 0,63* : 1,82	: 0,91* : 0,75	: 0,008	: 0,36* : 0,36	: 11	: << 1 : 1	: << 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1
Récifal	: 1,68* : 1,47	: 1,33* : 0,50	: 0,009	: 0,27* : 0,26	: 9	: < 1 : > 1	: < 1 : > 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
Crinoïdique	: 0,95* : 1,07	: 1,69* : 0,80	: 0,014	: 0,24* : 0,28	: 9	: > 1 : > 1	: < 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1
Coquillier	: 1,57* : 2,04	: 0,73* : 0,41	: 0,012	: 0,40* : 0,45	: 9	: 1 : > 1	: < 1 : > 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
Sapropélicifère	: 1,52* : 2,55	: 0,43	: 0,015	: 0,58* : 0,58	: 11	: >> 1 : > 1	: >> 1 : >> 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
à Foraminifères benthoniques	: 10,79* : 10,93	: 0,54	: 0,008	: 0,57* : 0,60	: 9	: > 1 : >> 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
à Foraminifères planctoniques	: 1,25* : 1,20	: 1,48* : 1,25	: 0,004	: 0,47* : 0,47	: 18	: >> 1 : >> 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
Lacustre	: : : :	: : : :	: de 0,08 à : : 1,88	: : : :	: 6	: << 1 : >> 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1	: > 1 : > 1
Total	: 3,10	: 0,44	: 0,011	: 0,42	: 8	: 1 : >> 1	: 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1	: >> 1 : >> 1

* : Le nombre affecté d'un astérisque correspond à la valeur moyenne des rapports, l'autre au rapport des valeurs moyennes.
 << : Quelque soit le sens de l'écart moyen sur les deux termes du rapport (strictement inférieur à).
 >> : Le rapport peut s'inverser si les écarts moyens sur ses deux termes agissent en sens inverses.

suffisamment de précision par eux-mêmes, tel Sr/1 000 Ca, dont Kulp et al. (18) précisaient déjà en 1952 que sa constance supposait des conditions de sédimentation identique.

La figure 2 précise la fréquence des variations de ce rapport dans différents faciès considérés. D'autres rapports doivent être utilisés en groupe (notamment en ce qui concerne les traces).

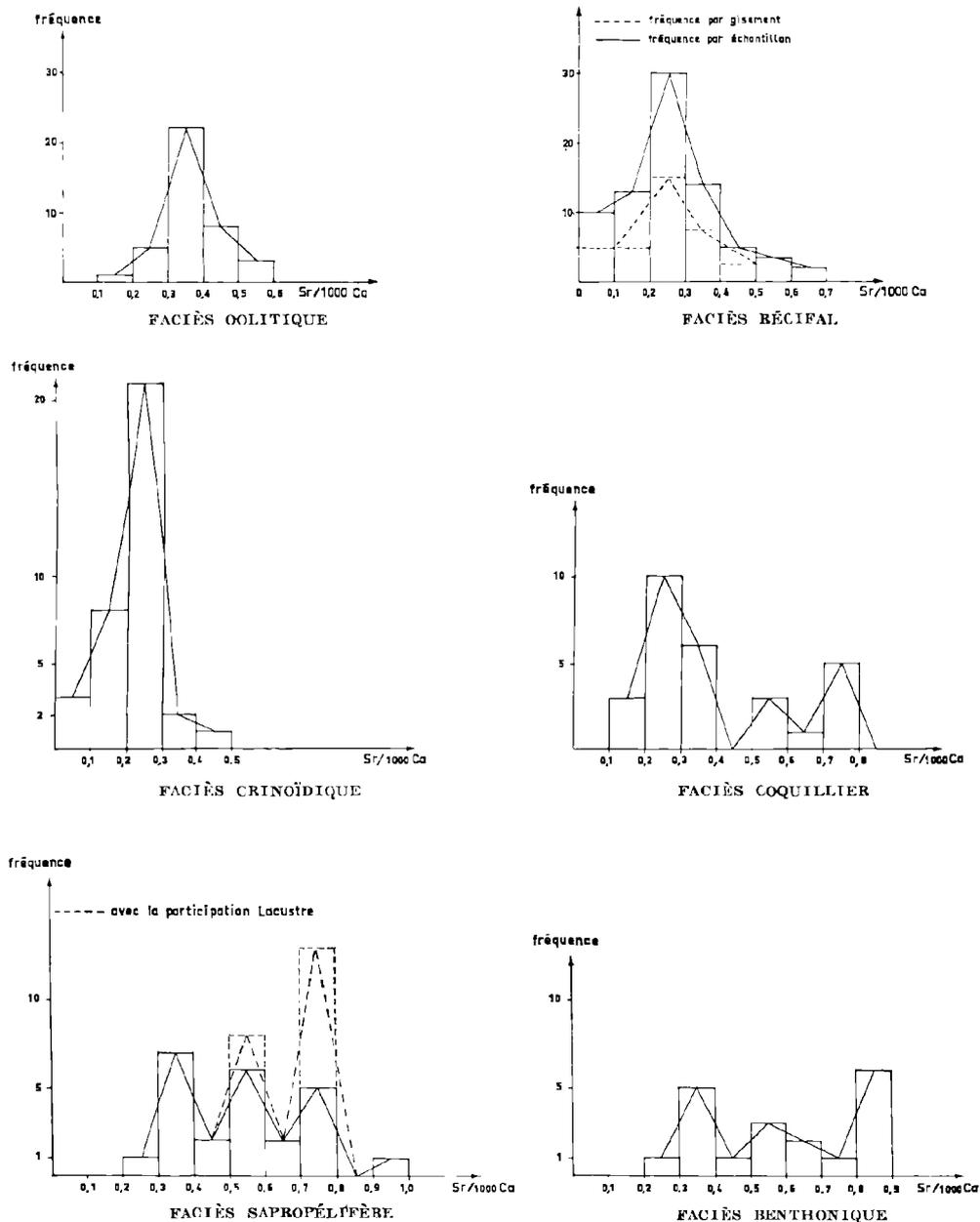


FIG. 2. — Fréquence des valeurs du rapport Sr/1 000 Ca dans les différents faciès sédimentaires calcaires

TABLEAU V. — Les corrélations (*) dans les sédiments calcaires

avec SiO ₂	Ool.	Réc.	Crin.	Coq.	Sap.	Bent.	Planct.	Lac.	Total
Al ₂ O ₃	+t -p	+t -p	+t	+t -p	+t	+t -p	-p	+	+t -p
Fe ₂ O ₃			+				+		
CaO	-	-	-	-	-	-		-t +p	-
K ₂ O	+		+					+	
TiO ₂	+		+	+					
MnO			+						
P ₂ O ₅		+							
H ₂ O-			+						
CO ₂	--	--		--	--	--		-	-
B	+t -p			+	+			+t -p	+
Pb								+	
Sn								+	
Sr		+	+						
avec Al ₂ O ₃									
FeO							-	+	+
CaO	-					-		-	-
MgO							--		
Na ₂ O								+	+
K ₂ O		+			+	+			+
TiO ₂	+			+					+
MnO							+		
P ₂ O ₅		+					+		
CO ₂	-			-		-		-t +p	-
B									+
Sr		+							
avec Fe ₂ O ₃									
FeO	+		+						+
CaO	--	--	-			-	--		-
MgO				-		-			
K ₂ O									+
MnO					+			+	+
P ₂ O ₅			+						
H ₂ O-					+				
CO ₂	-		--			-			-
B		+							+
Pb					-				

avec FeO	Ool.	Réc.	Crin.	Coq.	Sap.	Bent.	Planct.	Lac.	Total
MgO		-	-			+			
Na ₂ O				+					
K ₂		+	+		+			-	
TiO ₂									+
MnO		+	+				-		
CO ₂								-	
Sn		+	+						+
Ni	-								
Sr		+t	+						
avec CaO									
MgO							-		--
K ₂ O				--				-	--
MnO				+					
P ₂ O ₅									
H ₂ O-									-
CO ₂	+t	+t	+t	+t	+	+t	-p	+	+
B	-	-t +p	-t +p					-t +p	
Pb								-	
V					+				
Cu	+								+
avec MgO									
Na ₂ O								+	
K ₂		+							
TiO ₂			+						
MnO			+						
P ₂ O ₅								+	
B			+		+				
Sn									+
Cu	+								
Sr					-				+
avec Na ₂ O									
K ₂ O	+		+					+	
TiO ₂									+
P ₂ O ₅	+								
MnO						+			
CO ₂		+							-
Pb								+	

TABLEAU V (suite). — Les corrélations (*) dans les sédiments calcaires

avec Na ₂ O	Ocl.	Réc.	Crin.	Coq.	Sap.	Bent.	Planet.	Lac.	Total
Sn								+	
Ga	+								
Sr			+	+					+
avec K ₂ O									
TiO ₂		+							
P ₂ O ₅			+		+	+			
B	+	+		+	+			+	+
Ga	+	-			+				+
V	-								
Sr								+	
Ba								+	
avec TiO ₂									
MnO		+		+					+
P ₂ O ₅						+		+	
H ₂ O-			-						
CO ₂				-	-				
B									+
Pb								+	
Ga								+	
Ni					-				
avec MnO									
P ₂ O ₅		+	+				+		+
H ₂ O-			-				+		
B		+							
Pb				-					
V	-								
Cu				-				-	
Sr									+
avec P ₂ O ₅									
H ₂ O-								+	
CO ₂			-						-
B									+
Sn		+						+	
Ga	+		-	-					
V		-		-					
Ni	-							-	
avec H ₂ O-									
B	+								+
Pb				-					
V	-								
Ni								+	
Sr									-
Ba								-	
avec CO ₂									
B				-					-
Sn		-							
Ga					+				
V		+							
Ni						+			
Sr				-					-
Ba									-
avec B									
Sn									+
Sr	+								
avec Pb									
Ga					+	+			
V	-				+	+			
Sr									+
Ba									+
avec Sn									
Cu	+								
Sr		+							
avec Ga									
V			+						+
Ni	+	+							+
Sr			+	+					
avec V									
Cu				+				+	+
Ni		+							
Sr									+
avec Cu									
Ni					+			+	
avec Ni									
Sr									-

(*) Il s'agit de corrélations totales confirmées par les corrélations partielles. — t : Corrélation totale ; p : partielle.

Enfin, il faut préciser que des rapports entre d'autres éléments que ceux exposés dans le tableau précédent se sont révélés fort utiles mais uniquement dans un faciès ou un ensemble de faciès particulier (tel Ni/Ga dans les calcaires oolitiques).

3) Les corrélations.

Le tableau V rassemble l'ensemble des relations décelées par les corrélations. Il est subdivisé en autant de sous-tableaux qu'il y a d'éléments ou oxydes étudiés. Les signes + et - correspondent à des relations ayant toutes une crédibilité minimum de 95 % et qui représentent des corrélations totales confirmées en signe et en crédibilité par les corrélations partielles correspondantes. Dans certains cas, à cause de leur importance et de l'intensité des relations décelées, des infirmations de liaisons "totales" par les liaisons "partielles" sont conservées.

Il est rare qu'une relation unique soit caractéristique d'un faciès ou d'un gisement. En fait, les possibilités de comparaison sont obtenues à partir d'associations de relations plus ou moins nombreuses.

Une attention particulière doit être accordée aux liaisons majeurs-traces. En effet, on peut schématiquement diviser les traces en trois groupes:

- celles qui font partie de la phase carbonatée et qui sont liées à la chaux ;
- celles qui font partie de la phase silicatée et qui sont liées à SiO₂ ainsi qu'à son cortège ;
- celles qui sont généralement indépendantes et qui font partie de l'interphase.

Il est des éléments qui, dans les roches sédimentaires carbonatées, ne quittent que rarement leur groupe, tels le cuivre et le nickel liés à la chaux, ou le bore lié à la silice. Cependant, d'autres éléments ont tendance, en passant d'un faciès à l'autre, à changer de phase ou, s'ils ne le font pas totalement, la plus grande partie de leurs atomes est distribuée de telle manière que l'effet apparaît tel, lors de l'étude des corrélations.

Lorsque les liaisons intéressées sont suffisamment intenses et nombreuses, on peut donc tenter de caractériser les différents faciès par les tendances qu'ont les traces à se joindre à telle ou telle phase. C'est ce que schématise le tableau VI. Les lacunes que l'on y remarque sont dues au manque d'arguments qui n'a pas permis de faire la décision dans ces circonstances particulières.

TABLEAU VI. — Distributions des éléments-traces entre les phases carbonatées et silicatées

	Ool.	Réc.	Crin.	Coq.	Sap.	Bent.	Lac.	Total
	B	B	B	B	B	B	B	B
	Pb						Pb	
avec SiO ₂	Ga						Ga	
	Sr	Sr	Sr				Sr	Sr
							Ba	
			Sn					
		Ga			Ga			
	V	V	V		V		V	V
avec CaO	Cu		Cu		Cu		Cu	Cu
	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni		Ni	Ni
					Sr	Sr		

4) Les distributions.

Leur étude porte essentiellement sur les traces. En effet, bien qu'il soit habituellement admis que leur distribution est logarithmique, le type de leur répartition a tendance à varier en fonction des phases auxquelles se lient les éléments dans les différents faciès.

Le tableau VII résume les phénomènes correspondants sous réserve que la quantité de données, nécessaires pour faire la décision, soit suffisante.

On remarquera que certains éléments ont une répartition tantôt arithmétique, tantôt logarithmique selon les faciès. Ainsi, par exemple, le strontium présente une tendance normale dans les faciès oolitiques et crinoïdiques, mais sa distribution devient lognormale dans les faciès récifaux, coquilliers, sapropélicifères et benthoniques.

D'autres éléments-traces présentent toujours le même type de répartition, quel que soit le faciès.

TABLEAU VII. — Tendances des distributions des traces dans les sédiments calcaires

Distributions :	Ool.	Réc.	Crin.	Coq.	Sap.	Bent.	Lac.	Total
	B		B	B			B	B
	Pb						Pb	Pb
		Ga		Ga			Ga	Ga
Tendance normale		V		V			V	
							Cu	
							Ni	
	Sr		Sr					Sr
							Ba	
		B			B	B		
		Pb		Pb				Pb
	Sn	Sn	Sn					Sn
					Ga			
Tendance Lognormale	V		V		V		V	V
	Cu	Cu	Cu	Cu	Cu		Cu	Cu
	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni		Ni	Ni
					Sr	Sr	Sr	Sr

TABLEAU VIII. — Fréquence d'intervention des "mineurs-majeurs" dans la covariance géochimique et au sein des différents faciès sédimentaires calcaires.

Ool.	: CaO > K ₂ O, Al ₂ O ₃ , Na ₂ O > SiO ₂ > P ₂ O ₅ > CO ₂ > Fe ₂ O ₃ > TiO ₂ , MnO > FeO, MgO, H ₂ O ⁻	:
Réc.	: K ₂ O > CaO > MnO > Fe ₂ O ₃ , FeO > CO ₂ > P ₂ O ₅ , Al ₂ O ₃ > SiO ₂ > MgO > Na ₂ O > TiO ₂ > H ₂ O ⁻	:
Crin.*	: K ₂ O > CaO, CO ₂ > SiO ₂ , FeO, MnO > Fe ₂ O ₃ > Al ₂ O ₃ > Na ₂ O > MgO > H ₂ O ⁻ > P ₂ O ₅	:
Coq.	: CaO, CO ₂ > FeO > Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , MgO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ > SiO ₂ > P ₂ O ₅ > H ₂ O ⁻ > MnO	:
Sap.	: Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, H ₂ O ⁻ > SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, TiO ₂ , MnO, P ₂ O ₅ > CaO, CO ₂ , Na ₂ O > FeO	:
F. B.	: CaO, CO ₂ > Fe ₂ O ₃ > Al ₂ O ₃ , SiO ₂ > FeO, MgO, TiO ₂ , P ₂ O ₅ > Na ₂ O, K ₂ O, MnO, H ₂ O ⁻	:
F.P.	: Al ₂ O ₃ , MnO > CaO, P ₂ O ₅ > SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , FeO, MgO > H ₂ O ⁻ > Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , CO ₂	:
Lac.	: Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ > SiO ₂ > CaO, CO ₂ > Fe ₂ O ₃ , MgO > TiO ₂ , MnO, H ₂ O ⁻ > FeO	:
Total	: K ₂ O, CO ₂ > Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , MnO > CaO, P ₂ O ₅ > FeO, H ₂ O ⁻ > Na ₂ O > SiO ₂ , MgO	:

* : Vu sa faible participation chimique, TiO₂ est exclu.

Ainsi, Cu et Ni sont pratiquement toujours lognormaux. A ce propos, une exception intervient avec le faciès à Foraminifères benthoniques. Cette particularité est due au fait que la plupart des échantillons correspondants sont largement glauconifères. Or, selon Lapadu-Hargues (1968) (19), la glauconie est généralement nickelifère. On a, d'ailleurs, pu déduire qu'elle était également cuprifère. Donc, après les avoir absorbés, ce minéral imprime au cuivre et au nickel le mode de répartition arithmétique des minéraux argileux.

Bien entendu, si elle est intéressante, la distribution d'un élément n'est pas suffisante en elle-même pour définir un environnement : il est plus utile de considérer comment se réunissent ces éléments au sein de groupements à tendance normale ou lognormale. Ainsi, au sein du faciès oolitique, B, Pb et Sr forment un groupement d'éléments à tendance normale par opposition à Sn, V, Cu et Ni à tendance lognormale. On a pu déterminer que ce phénomène est en grande partie induit par la répartition des éléments entre les différentes phases qui composent le faciès correspondant.

Enfin, cette étude des résultats, finalement tous obtenus à partir des corrélations, est complétée par celle de l'ordre de fréquence d'intervention des éléments "majeurs-mineurs" dans des corrélations totales confirmées par les corrélations partielles à trois variables (tableau VIII).

Dans ce tableau, le caractère covariant des concentrations de chaque oxyde décroît de la gauche vers la droite. On peut y constater que CaO, K₂O et Al₂O₃ sont généralement les plus actifs, alors que H₂O⁻, FeO, MgO et MnO présentent

souvent un caractère apparemment assez indépendant des milieux géochimiques dans lesquels ils s'insèrent.

IV. — RESUME DES RESULTATS OBTENUS A PARTIR DES ROCHES SEDIMENTAIRES

1) Les calcaires oolitiques.

a) ENSEMBLE DU FACIÈS.

Les éléments "majeurs-mineurs" dont les écarts relatifs sur les concentrations moyennes sont les plus faibles (< 20 %) et qui peuvent le mieux caractériser ce type de sédiments sont : CaO, CO₂, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O et H₂O⁻ ; les éléments-traces (écart relatif < 10 %) : Pb, Ga, Cu et Sr.

En particulier les teneurs en Sr sont de l'ordre de 300 p.p.m. La valeur absolue des rapports moyens : Na₂O/K₂O est < 1,

$$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ est } < 2,$$

le mode du rapport Sr/1000 Ca se situe dans l'intervalle (0,3 - 0,4). On peut considérer que l'association Ga/Pb et Cu/Pb << 1 (*) avec Ni/Cu >> 1 (*) est caractéristique du faciès.

En corrélation totale, face à l'antagonisme (SiO₂ - CaO) s'observe la tétralogie (SiO₂ - Al₂O₃ - Na₂O - K₂O) dominant la covariance générale. En particulier, Na₂O, habituellement indépendant, est ici fortement covariant. Na, K, Ti, Mn, Fe³⁺, V,

(*) << 1 ou >> 1 : strictement inférieur ou supérieur à l'unité.

Sn, Cu, Ni ont une distribution lognormale B, Pb, Ga, Sr, une distribution arithmétique.

Ga suit les variations de la silice. Les traces révèlent deux liaisons particulièrement fortes entre les couples (Ni-Ga) et (Ni-Fe²⁺). Il leur correspond des rapports Ni/Ga et Ni/FeO constants, dont on peut retenir l'utilisation spécifique dans l'étude des calcaires oolitiques.

Tout un faisceau de corrélations partielles et totales converge pour donner aux minéraux argileux de ce faciès, une prédominance illitique. La confirmation du fait est apportée par plusieurs déterminations diffractométriques :

Une hypothèse minéralogique, purement déduite de propriétés géochimiques statistiques, se trouve ainsi complètement vérifiée.

b) RÉSULTATS ANNEXES.

En étudiant le détail des différents gisements échantillonnés, on obtient accessoirement des renseignements utiles en ce qui concerne l'Oligocène de la région de Chaptuzat (Puy-de-Dôme) et le Bathonien du Boulonnais.

1° Dans l'Oligocène oolitique de Chaptuzat, extrêmement détritique, les concentrations très élevées en baryum ont suggéré la recherche de barytine élastique. Sa présence fut révélée par diffractométrie et ce point apporte une preuve supplémentaire que la zone d'alimentation du bassin lacustre considéré est le granite de Champ, précisant que la mise en circulation du baryum est localement anté-Oligocène.

2° Dans le Bathonien du Boulonnais, l'étude des variations progressives des teneurs en SiO₂, CaO, K₂O, TiO₂, B, MnO et des rapports SiO₂/Al₂O₃ et Na₂O/K₂O fait apparaître l'existence d'un gradient d'influence détritique nettement orienté vers l'W. Il paraît donc incontestable que, dans le Boulonnais, la transgression bathonienne est venue de l'W, le rivage se situant à l'E du méridien de Marquise. Ceci confirme les hypothèses paléogéographiques de Leroux et Pruvost (1935) (20) reprises par Bonte (1941) (4), considérant qu'au N d'un promontoire axé sur le parallèle d'Étaples, un golfe "Boulonnais" s'est trouvé largement envahi par la mer bathonienne, vers l'E, jusqu'à Lieques.

2) Les calcaires récifaux.

CaO, CO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, H₂O⁻ et Na₂O, dont les écarts relatifs sur les concentrations moyennes sont < 20 %, peuvent le mieux caractériser ce

faciès. Quant aux traces, on signalera surtout B et Sr (écarts relatifs < 10 %).

D'une grande pureté, ces calcaires ont des teneurs très faibles en Al₂O₃ et SiO₂ (1 à 2 % maximum), le mode du rapport SiO₂/Al₂O₃ se situe dans l'intervalle 0,5 à 1,5. Ce paramètre est généralement inférieur à Na₂O/K₂O.

Un accroissement de salinité de certains gisements est décelé par l'évolution simultanée des rapports Na₂O/K₂O et Sr/1 000 Ca, ainsi que de la teneur en MgO.

Le manque de relations avec les autres éléments de la phase détritique permet de penser qu'une grande partie de SiO₂ et Al₂O₃ dépend d'une fraction néoformée. Simultanément, on constate que Sr dépend de SiO₂ et Al₂O₃ par des corrélations totales et partielles hautement significatives. D'où la double hypothèse :

— le strontium est absorbé par les minéraux argileux au cours de la diagenèse des calcaires récifaux, lors de la transformation de l'aragonite en calcite ;

— la néoformation diagénétique des minéraux argileux est contemporaine de cette transformation.

On rejoint ainsi Bausch (1968) (2) qui, contrairement aux suppositions de Wolf et al. (1967) (37), estime que, par suite du manque de résidu insoluble, les calcaires récifaux demeurent particulièrement pauvres en strontium.

A ce propos, on remarquera que les concentrations relevées sont effectivement parmi les plus faibles que l'on puisse observer (< 250 p. p. m.). Le mode du rapport Sr/1 000 Ca se situe dans l'intervalle 0,2-0,3 (histogramme unimodal) et concorde exactement avec les résultats de Kulp et al. (1952) (18), soit 0,22 en moyenne.

Ga, V et Ni constituent parmi les traces un groupement intensément covariant, contrôlé par la chaux, tandis que B et Sr le sont par la silice.

3) Les calcaires crinoïdiques.

Les concentrations des différents éléments ou oxydes sont extrêmement dispersées. Il n'y a que CaO, CO₂, Al₂O₃ et H₂O⁻ qui offrent des écarts relatifs inférieurs à 20 % (Ga et Cu < 10 %).

Bien qu'il y ait eu phénomène de classement violent, on observe une carence importante de la lignée détritique [A. Carrozi, 1953 (5)] et généra-

lement l'alumine est mieux représentée que la silice : $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,95$. La lignée biochimique domine nettement. Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est en général supérieur à l'unité.

On observe un certain enrichissement en MgO par rapport aux autres sédiments non dolomités, ce qui confirme les observations de Cayeux (1935) (6) quant à une accumulation préférentielle du magnésium par les Echinodermes.

Pb/Sn et $\text{Ni}/\text{Cu} \gg 1$

$\text{Sr}/1\ 000\ \text{Ca} = 0,24$: ce paramètre est identique à celui de Kulp et al. (1952) (18) qui, étudiant la répartition du strontium dans les Echinodermes, trouvent 0,21 à 0,22.

Trois liaisons "majeurs-mineurs" se révèlent particulièrement intenses ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$), ($\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$) et ($\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3$). CaO présente une liaison positive avec les "majeurs-mineurs", soit avec H_2O . Sn, V, Cu et Ni ont une distribution lognormale contrôlée par la chaux.

Remarque : Le principal résultat réside dans le fait que le domaine des propriétés géochimiques de ces roches empiète largement sur celui des calcaires récifaux, ce qui confirme les observations de Carrozi (1953) (5).

Ainsi, entre toutes les analogies constatées entre les faciès évoqués ci-dessus, on relèvera :

— les teneurs en strontium : 250 p. p. m. ;

— la valeur absolue du rapport $\text{Sr}/1\ 000\ \text{Ca}$ et le mode de ce paramètre situé dans l'intervalle (0,2-0,3) ;

— l'augmentation de MgO par rapport aux autres gisements ;

— en ce qui concerne les fréquences d'interventions dans la covariance générale, K_2O , CaO, FeO, Al_2O_3 et MgO occupent exactement le même rang, d'où de nombreuses liaisons communes ;

— enfin, dans les deux cas, le bore et le strontium, interdépendants, suivent simultanément les variations de la silice.

4) Les calcaires coquilliers.

Les variations dans les compositions chimiques sont relativement intenses, par suite de la proximité fréquente des zones d'alimentation détritique.

Seuls CaO, CO_2 , Na_2O et H_2O présentent des écarts relatifs sur leurs concentrations moyennes inférieurs à 20 % (Pb et $\text{Cu} < 10\%$).

Dans les sédiments d'origine marine, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est toujours supérieur à l'unité, tandis que $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$.

L'histogramme des fréquences du paramètre $\text{Sr}/1\ 000\ \text{Ca}$ est plurimodal. On y distingue deux pics respectivement dans les intervalles (0,2-0,3) et (0,7-0,8).

Pb/Sn et $\text{Ni}/\text{Cu} > 1$.

$\text{Cu}/\text{Pb} < 1$ et Ga/Pb est de l'ordre de 1.

Par suite de l'admission d'une partie du strontium dans les coquilles de Lamellibranches (l'aragonite étant iso-structurale de la strontianite), Sr atteint 350 p. p. m. en moyenne.

Les corrélations permettent de déduire pour SiO_2 une distribution logarithmique, tandis que MnO, H_2O , Na_2O et P_2O_5 paraissent indépendants de l'environnement géochimique. La dépendance positive (CaO-MnO) est imputable à l'absorption du manganèse par les coquilles. Le même phénomène est observable pour le bore. En effet, les relations partielles positives (CaO-B) et ($\text{SiO}_2\text{-B}$) (alors que CaO et SiO_2 sont intensément antagonistes) prouvent qu'une partie du bore est "calcifiée". Ceci confirme les observations de Turékian (1963) (31). Enfin, les traces se scindent en deux groupements interdépendants, respectivement constitués de (Pb - Ga - V) et (V - Cu - Ni). Pb, Cu et Ni ont une distribution lognormale, B, Ga, V, arithmétique.

5) Les calcaires sapropélicifères.

Les éléments majeurs présentant une dispersion inférieure à 20 % se limitent à CaO, CO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , H_2O , tandis que Ga, Pb, Cu et Sr offrent un écart relatif sur leurs concentrations moyennes n'excédant pas 10 %.

En général, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ reste supérieur à l'unité. La concentration moyenne en strontium s'accroît notablement, devenant supérieure à 400 p. p. m., induisant un paramètre moyen $\text{Sr}/1\ 000\ \text{Ca}$ de 0,58, dont l'histogramme plurimodal offre un pic maximum dans l'intervalle (0,3-0,4), si l'on excepte l'intervention lacustre.

L'accroissement du strontium est en rapport avec l'accentuation de la salinité des milieux sapropélicifères (dépôts en bassins fermés).

Alors que dans les autres faciès il est assez peu développé, le phosphore se décèle dans tous

les échantillons par suite de la formation de dérivés organophosphorés, lors de la décomposition anaérobie des matières organiques (propriété intrinsèque du milieu).

Ga/Pb, Cu/Pb $\gg 1$ et 10^3 B/K₂O = 11.

La chaux, à l'exception de son antagonisme habituel avec la silice, n'a aucune relation confirmée avec les "majeurs-mineurs".

Contrairement à ce qui se passe dans les autres faciès, H₂O⁻ est intensément covariant.

Deux groupements antagonistes s'affrontent dans les corrélations : (Al₂O₃, K₂O, TiO₂) correspond à la phase argileuse et s'oppose à (Fe₂O₃, MnO, H₂O⁻) qui rappelle l'influence de l'ancienne phase sulfurée actuellement en majeure partie oxydée (à l'affleurement). La distribution du bore est contrôlée par la silice, celle de Ga, V, Ni et Sr par la chaux.

On relèvera les liaisons particulières suivantes : (CO₂-Ga), (CO₂-Ni), (Na₂O-MnO) positives.

Remarques : Il existe quelques différences entre les calcaires sapropéliens proprement dits et les calcaires bitumineux. Ainsi, Ti, présent dans tous les calcaires sapropéliens, ne se décele dans aucun calcaire bitumineux ; d'autre part, K₂O décroît des calcaires sapropéliens aux calcaires bitumineux, de ce fait, le sens du paramètre Na₂O/K₂O s'inverse.

Le diagramme SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ sépare les sédiments marins des dépôts lacustres.

A l'inverse des pélites sapropélifères, il ne semble pas y avoir de concentrations exceptionnelles en Ni, Ga, V et Cu. Après un essai sur des schistes ampéliteux (Gothlandien de Feuguerolles), on est amené à penser que, même si la matière organique présente un certain pouvoir absorbant, ce sont surtout les minéraux argileux qui sont responsables des accumulations observées dans les pélites. Il ne serait d'ailleurs pas surprenant que la matière organique agissant en catalyseur en augmente leur capacité d'absorption. La variation de pH qu'elle induit peut donner lieu à un léger accroissement de la distance inter-réticulaire des minéraux argileux [R.E. Grim, 1968 (12)].

Enfin, accessoirement, on a pu mettre en évidence qu'une partie du quartz des niveaux silicifiés du Virgulien de St-Champ (Ain) résulte d'une précipitation de la silice dissoute dans l'eau de mer par suite du Δ pH due à la décomposition des matières organiques. Ainsi se trouve corroborée

l'hypothèse de Cayeux (1935) (6), considérant la substance asphaltique de dépôt, contemporaine de la sédimentation.

6) Les calcaires à Foraminifères.

a) BENTHONIQUES.

Il existe une apparente contradiction entre l'importance de la lignée détritique et la pauvreté en titane. Les concentrations moyennes sont fortement dispersées et seul CaO, Na₂O et H₂O⁻ ont des écarts relatifs inférieurs à 20 %.

Les rapports SiO₂/Al₂O₃ sont les plus élevés de tous les faciès étudiés, atteignant 10,79 par suite de l'association quartz-glaucanie.

Le strontium présente des teneurs supérieures à 300 p.p.m. L'histogramme des fréquences du rapport Sr/1 000 Ca est plurimodal, mais le plus fort pic se situe dans l'intervalle (0,8-0,9).

En corrélations, MnO et Na₂O sont indépendants du milieu géochimique et les distributions des traces ne semblent pas induites par les majeurs, sauf en ce qui concerne Sr (lié à la chaux) et B (lié à la silice).

Exceptionnellement, le nickel et le cuivre présentent une distribution normale. Enfin, on a pu mettre en évidence qu'il y a plus de strontium dans les calcaires à Miliolites et plus de bore dans les calcaires à Nummulites qui ont également tendance à enrichir leur test en Pb, Ga, V et Cu.

L'absorption simultanée du plomb et du gallium par les Foraminifères benthoniques, fait du rapport Ga/Pb, une constante utilisable dans l'étude de ce faciès.

Les Foraminifères benthoniques jouent également un rôle dans la concentration de la silice et du cortège alumino-potassique de la glaucanie, par remplissage *post-mortem* de leurs loges. Cependant, il semble que la faune subisse la géochimie du milieu beaucoup plus qu'elle ne la transforme.

Dans le diagramme SiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃, les points représentatifs des échantillons se rassemblent sur et autour de la droite d'équation SiO₂ = 100 - 1,4 Al₂O₃ (fig. 3).

b) PLANCTONIQUES.

Un seul étage abondamment échantillonné est concerné par cette étude : la craie sénonienne du Nord de la France.

Son homogénéité chimique est excellente. La phase détritique, faible, entraîne un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ inférieur à 1 et un paramètre $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ supérieur à 1, dans 50 % des prélèvements.

Il y a en moyenne 400 p. p. m. de strontium, qui induisent un paramètre moyen $\text{Sr}/1\,000\ \text{Ca}$ de 0,47 (mode dans l'intervalle 0,4-0,5). Ga/Pb , Pb/Sn et $\text{Ni}/\text{Cu} \gg 1$.

Il est difficile de déterminer le rôle exact de la faune dans le jeu des corrélations géochimiques ; cependant, les Foraminifères sont responsables d'une accumulation du phosphore et du manganèse.

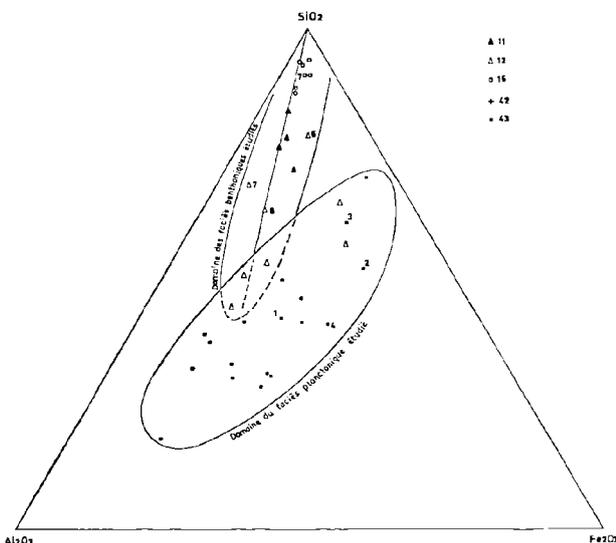


FIG. 3. — Diagramme SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 dans les faciès à Foraminifères (en haut et à droite, numération des gisements).

Enfin, ce faciès est parfaitement distingué par l'association des rapports CaO/MgO et $10^3\ \text{B}/\text{K}_2\text{O}$ qui présentent ici leurs valeurs extrêmes (respectivement minimum et maximum) dans l'ensemble des sédiments étudiés.

7) Les calcaires lacustres.

Par suite d'influences très variées : détritiques, chimiques et biochimiques, les concentrations moyennes des éléments sont fortement dispersées. Cependant Fe^{2+} est très rare, tandis que TiO_2 reste cantonné aux sédiments détritiques. Les concentrations en MgO sont très faibles (0,37 % en moyenne) et la pauvreté du magnésium vient tout de suite après celle des calcaires à Foraminifères planctoniques.

Par suite de la présence de porteurs élastiques, le strontium peut atteindre des concentrations remarquablement fortes dans les dépôts à influence détritique importante, cependant, on ne peut affirmer avec Wolf et al. (1967) (37) que $\text{Sr}/1\,000\ \text{Ca}$ est plus bas dans les sédiments marins que dans les sédiments lacustres. En effet, il reste inférieur à 1 dans tous les dépôts d'origine chimique. Notamment, il est très faible dans l'Aquitainien de Beauce.

Ga et Cu , malgré les différences d'origines, conservent un écart relatif sur leurs teneurs moyennes inférieures à 10 %. Il ne paraît pas que Ga soit plus concentré dans les sédiments carbonatés lacustres que dans leurs homologues marins.

$\text{Ga}/\text{Pb} < 1$ et $10^3\ \text{B}/\text{K}_2\text{O} = 6$; ce qui constitue la valeur la plus faible qu'il soit possible de calculer dans les différents faciès étudiés.

La présence du baryum en quantités mesurables dans certains échantillons permet de le faire intervenir dans les corrélations où il se révèle antagoniste de la chaux et lié à Na_2O et Pb .

Na_2O , généralement indépendant, offre une forte fréquence d'activité.

Les couples $(\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3)$ et $(\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})$ présentent un complet antagonisme pour tout ce qui concerne leurs liaisons vis-à-vis d'un même élément. Deux groupements indépendants s'opposent : $(\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O})$ d'une part, $(\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{MnO})$ d'autre part, tous les membres de cette trilogie ayant d'ailleurs une distribution lognormale.

Les répartitions de B , Pb , Ga , Ba et Sr sont contrôlées par la silice, celles de V , Cu , Ni par la chaux.

Enfin, accessoirement, dans l'étude du détail des gisements, on peut remarquer que les sédiments exploités dans les faubourgs de Gannat (Allier) et leurs homologues, situés à 8 km au S (région de Venzat, Puy-de-Dôme) peuvent faire l'objet de corrélations stratigraphiques étroites à l'aide des concentrations en strontium (respectivement 1100 et 1070 p.p.m.) et en baryum (> 200 p.p.m.) qui leur concèdent la même zone d'alimentation détritique : le granite de Champ.

Par ailleurs, l'étude des variations de SiO_2 , B , Sr , MgO et Na_2O , suggère un accroissement de salinité dans l'environnement géochimique du calcaire de Saint-Ouen. Ceci confirme l'hypothèse lagunaire de Blondeau et al. (1967) (3) basée sur l'observation paléontologique de *Discorbis bractifera*.

8) La famille des roches sédimentaires calcaires.

Le schéma habituel d'investigation est également appliqué à l'ensemble des échantillons carbonatés sédimentaires, pris comme une famille unique. Ce travail permet de tirer un certain nombre de conclusions d'ordre plus général.

a) PROPRIÉTÉS CHIMIQUES.

On précisera tout d'abord que, quel que soit le faciès considéré, ce sont toujours les mêmes éléments qui, dans les calcaires, présentent les concentrations les plus stables, soit : CaO, CO₂, Al₂O₃, Na₂O et H₂O.

La composition chimique moyenne est plus calcaïque, moins silicatée, magnésienne, manganifère et ferrifère que les ensembles présentés par Wedepohl (1969) (35) ou Vinogradov et Ronov (1956) (32).

Cependant, ceci paraît normal, car les échantillons étudiés représentent dans la mesure du possible des roches contenant un minimum de résidu insoluble.

De même, si l'on considère les traces, la teneur en strontium est en moyenne légèrement inférieure

TABLEAU IX. — Composition chimique moyenne des roches sédimentaires calcaires

X	Ecart : σ		Ecart relatif en %	moyennes moyennes		moyennes moyennes	
	types	types		Wedepohl	Vinogradov et Ronov		
SiO ₂	7,05	0,82	23	3,05	3,50	6,90	8,20
Al ₂ O ₃	0,96	0,11	10	1,03	1,13	1,70	2,20
Fe ₂ O ₃	0,73	0,09	13	0,68	0,69	0,98	1,00
FeO	0,16	0,02	22	0,06	0,09	1,30	0,68
CaO	5,02	0,58	1	50,12	51,29	47,60	40,50
MgO	0,68	0,08	15	0,47	0,54	0,97	7,70
Na ₂ O	0,10	0,01	14	0,07	0,07	0,08	n.d.
K ₂ O	0,36	0,04	25	0,13	0,16	0,57	n.d.
TiO ₂	0,03	0,003	30	0,01	0,01	0,05	n.d.
MnO	0,02	0,002	20	0,01	0,01	0,08	0,07
P ₂ O ₅	0,08	0,009	23	0,04	0,04	0,16	0,07
H ₂ O	0,30	0,03	7	0,44	0,44	0,84	n.d.
CO ₂	4,11	0,48	1	40,16	39,95	38,30	35,50
p.p.m.				Rankama & al. 1950 :		divers	
B	16,56	1,93	15	10,66	12,94	3	12 *8 (G)
Pb	5,12	0,60	15	3,89	4,11	5	10
Su	1,39	0,16	5	2,96	3,16		4 (G)
Ga	1,11	0,13	3	3,90	3,780	3,7	
V				< 5	< 5	< 10	3 (R)
Cu	2,52	0,29	7	3,92	4,04	20,2	5 (R-S)
Ni	3,45	0,40	8	7,02	5,03	0	6 (K)
Sr	238,51	27,79	8	386,22	337,56	425-765	475 ± 50 (G)
Ba				< 200	< 200	120	50 (K)

L'intervalle de confiance est déterminé à 95 % t = 1,97.

* d'après Wedepohl (1969)

n.d. : non déterminé

G : Graf (1960)

R - S : Runnels et Schleicher (1956)

K : Katchenkov (1967)

(338 p. p. m.) à ce que proposent d'autres auteurs [K. Rankama, T.G. Sahama, 1950 (23) ; D.L. Graf, 1960 (10)], du fait d'une liaison de cet élément avec la phase silicatée de certains faciès. Cependant, le rapport moyen Sr/1 000 Ca (0,42), est conforme au mode déterminé par Kulp et al. (1952) (18), c'est-à-dire compris dans l'intervalle (0,2-0,4). Les autres traces sont en accord avec les résultats des auteurs [R.T. Runnels et J.A. Schleicher, 1956 (26) ; S.M. Katchenkov, 1967 (17)].

Pb/Sn et Ni/Cu >> 1 ; Ga/Pb et Cu/Pb de l'ordre de 1, tandis que 10³ B/K₂O = 8.

On signalera que différents calculs ont démontré que l'hétérogénéité numérique de l'échantillonnage n'avait véritablement d'importance que sur les teneurs en FeO, K₂O et B ; cependant, la pondération ne change rien à la valeur moyenne du rapport 10³ B/K₂O, tandis que le rapport moyen FeO/MnO : 9 est en excellent accord avec ceux de Strakhov (1957) (29) ou Vinogradov et Ronov (1956) (32).

D'une manière générale, on peut retenir que :

1° pour une teneur en CaO > 52,5 % et des concentrations de CO₂ correspondantes (41 %), l'origine chimique ou biochimique de la quasi totalité des constituants de la roche, est pratiquement certaine ;

2° au-dessous de 49 % de CaO (38 % de CO₂), l'influence détritique est nette ;

3° moins de 0,1 % de K₂O ne peut correspondre qu'à un sédiment de précipitation chimique ou biochimique ;

4° une concentration en TiO₂ > 0,03 % est un indice sûr d'apport terrigène ;

5° le strontium varie généralement en sens inverse de la magnésie dans les sédiments dolomités ;

6° il y a moins de fer dans les faciès récifaux et à Foraminifères planctoniques que dans la moyenne générale (0,55 %), mais davantage dans les faciès coquilliers, oolitiques et sapropélicifères ;

7° quantitativement, parmi les traces étudiées, il n'y a que le bore, le strontium et le baryum qui peuvent être retenus pour les discriminations de faciès (les concentrations des autres éléments étant trop faibles). Cependant, si accidentellement des fluctuations importantes affectent ces éléments en leur conférant des teneurs de quelques dizaines

de p. p. m., on possède alors un excellent traceur utilisable à des fins de corrélations stratigraphiques ;

8° le bore est en général < 10 p. p. m. dans les faciès oolitiques, récifaux, crinoïdiques et à Foraminifères benthoniques ;

9° un accroissement de salinité se perçoit par des augmentations du bore, indépendantes de SiO_2 , associées à des accroissements du strontium, de la magnésie et très légers de la soude ;

10° comme le supposent Kulp et al. (1952) (18), les concentrations en strontium et, par suite, les rapports $\text{Sr}/1\ 000\ \text{Ca}$ peuvent être caractéristiques d'un environnement sédimentaire ;

11° le baryum est un excellent indicateur de la proximité du rivage. Bloqué par les minéraux argileux, transporté principalement par les feldspaths détritiques, lorsque Ba titre de très fortes concentrations, Na et K augmentent simultanément ;

12° les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ varient généralement en sens inverse :

leur étude simultanée est précieuse, dans un sédiment en apparence homogène, pour déterminer le sens de l'influence détritique.

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ si l'origine chimique est dominante ;

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ si l'influence détritique est importante.

Ce principe se vérifie dans les analyses proposées par Wedepohl (1969) (35) ; en effet, à une influence plus forte de la phase détritique correspond un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ supérieur à celui que l'on observe dans la présente compilation et, bien entendu, un paramètre $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ inférieur. C'est en fait le potassium, élément "détritique", qui est responsable des variations de ce second paramètre, Na_2O reste stable : alors que K_2O figure toujours parmi les éléments les plus dispersés, Na_2O se situe, lui, parmi les plus stables dans les faciès récifaux, coquilliers, sapropélifères, à Foraminifères benthoniques et planctoniques. Son titre moyen, 0,07 % dans la présente compilation, est identique à celui trouvé par Wedepohl (35), soit 0,08 %. Cette teneur est une caractéristique des calcaires sédimentaires ;

13° les variations de MgO/CaO sont intéressantes à condition de ne pas s'adresser à des calcaires dolomités.

Remarque : Il est utile de considérer non seulement le rapport de deux concentrations moyennes, mais parfois, également, la valeur moyenne des rapports de deux concentrations variables.

b) CORRÉLATIONS - DISTRIBUTIONS.

En ce qui concerne les relations statistiques, il faut remarquer que les corrélations apparaissent comme le résultat de pourcentage d'influence que chacun des faciès peut avoir au sein de la compilation finale. Dès lors, il est logique de considérer que toutes les associations de relations apparues au terme de l'étude de chacun des faciès, en sont des propriétés intrinsèques. Chacun des faciès se trouve donc caractérisé géochimiquement par une série de dépendances, qui peut-être se recouperont, mais dont les associations resteront particulières. D'ailleurs, il existe des corrélations qui n'apparaissent que dans certains faciès. Telles sont, par exemple, les dépendances de la trilogie ($\text{Na}_2\text{O} - \text{Ga} - \text{P}_2\text{O}_5$) dans les calcaires oolitiques, tandis que l'antagonisme ($\text{CaO} - \text{SiO}_2$) ou la dépendance positive ($\text{B} - \text{K}_2\text{O}$) sont des paramètres généraux. Du point de vue de ses liaisons, confirmées, la chaux ne présente que des antagonismes avec les "majeurs-mineurs".

L'utilisation des corrélations multiples à trois variables (x, y, âges) permet de déceler, depuis le Paléozoïque jusqu'au Tertiaire :

1° une décroissance de la magnésie en fonction de la chaux, confirmant la relation bien connue de Chilingar (1956) (7) liant l'âge aux variations du rapport Ca/Mg ;

2° un accroissement du strontium en fonction de la chaux, vérifiant l'hypothèse de K.H. Wolf et al. (1967) (37) ;

3° une décroissance du fer ferreux aux dépens du fer ferrique : au cours des temps géologiques, le fer a tendance à se réduire au sein des sédiments carbonatés. Ce fait est corroboré par les observations de Ronov et al. (1959) (24) dans les sédiments de la plateforme russe.

Dans tous les faciès, le bore suit les variations de la silice, tandis qu'en général, V, Cu et Ni suivent simultanément celles de la chaux. Ga et Sr se comportent de façon variable ; Sn et Pb paraissent indépendants.

Certains éléments ont pratiquement toujours la même distribution, alors que d'autres évoluent selon les faciès.

Enfin, Ataman en 1967 (1), en étudiant les éléments-traces dans les minéraux argileux du Trias du Jura, avait constaté que leur distribution était normale, d'où il déduisait que la distribution normale des traces dans les sédiments pouvait être liée à la phase argileuse. L'étude systématique des distributions permet de généraliser cette hypothèse et de l'élargir en énonçant les règles statistiques suivantes :

DANS LES SÉDIMENTS CALCAIRES :

— LES ÉLÉMENTS EN TRACES QUI PROCÈDENT D'UNE DISTRIBUTION NORMALE, APPARTIENNENT A LA PHASE SILICATÉE ET SONT SITUÉS AU SEIN DES STRUCTURES CRISTALLINES CORRESPONDANTES. ILS SUIVENT LES VARIATIONS DE LA SILICE.

— LES ÉLÉMENTS-TRACES PRÉSENTANT UNE DISTRIBUTION LOGNORMALE APPARTIENNENT AUX PHASES INTERSTITIELLES OU CARBONATÉES ET SUIVENT LES VARIATIONS DE LA CHAUX.

Remarque : Dans les phases interstitielles et carbonatées, les éléments-traces suivent donc le mode de distribution (lognormal) selon lequel on les rencontre habituellement dans la majeure partie des roches.

La modification subie est donc, en première approximation, uniquement imputable à la phase silicatée et, selon toute vraisemblance, aux minéraux argileux et peut-être spécifiquement aux illites. En effet, les traces, liées à la silice, le sont généralement avec l'alumine et plus fréquemment encore avec la potasse.

Il se pourrait donc que la distribution arithmétique de certaines traces, soit simplement le reflet de celle, de même type, des minéraux argileux qui les ont absorbées.

Dans un essai de vérification de cette règle, la première voie qui, logiquement, semble s'ouvrir, serait :

- d'extraire la phase argileuse d'un nombre suffisant d'échantillons calcaires ;
- de séparer la fraction illitique ;
- d'en calculer le pourcentage ;
- de déterminer, par un test du χ^2 , le mode de répartition de ces minéraux.

V. — APPLICATION A L'ETUDE DES CALCAIRES METAMORPHIQUES

L'intérêt essentiel de la distribution géochimique des faciès sédimentaires calcaires, était d'utiliser les résultats obtenus, pour tenter de remonter à l'origine des calcaires métamorphiques qui, comme chacun le sait, ne permettent généralement plus l'observation directe des critères paléogéographiques.

Les mêmes méthodes d'investigation ont donc été appliquées à l'étude d'un certain nombre de calcaires métamorphiques prélevés principalement :

- dans le Massif Central français ;
- dans le Bourbonnais ;
- dans les Vosges ;
- en Vendée.

Puis, en groupant l'ensemble des calcaires métamorphiques en une seule et même famille, on a pu comparer les résultats obtenus avec ceux fournis par les sédiments proprement dits et dégager les propriétés stables à travers le métamorphisme et celles susceptibles de varier.

1) Calcaires métamorphiques du Massif central français.

Dans le Massif central français, on rencontre au sein de séries cristallophyliennes monotones d'origine essentiellement pélitique, des calcaires métamorphiques en lentilles de quelques mètres d'extension. On les observe, d'une part, à l'E du sillon houiller, dans la série de la Sioule et à l'W du sillon houiller dans la série de Chavanon (région de Savennes) ou de la Moyenne Dordogne (région de Peyralbe).

En 1946, Jung (16) suppose qu'il s'agit du métamorphisme de calcaires récifaux et met en relation directe les cipolins de la Sioule et ceux de Peyralbe. Plus récemment (1968), Grolier et Letourneur (14) intégrant les séries de la Sioule et du Chavanon dans un seul et même ensemble pélitique, dont les deux parties auraient coulissé le long des lèvres du sillon houiller, assimilent les calcaires métamorphiques de Savennes à ceux de la vallée de la Sioule.

L'étude géochimique des trois séries de gisements (Sioule, Savennes et Peyralbe) avait donc un double intérêt en vérifiant les hypothèses des précédents auteurs : les corrélations stratigraphiques.

ques possibles, et la recherche d'une origine sédimentaire.

En 1967, j'avais déjà publié certaines données (8) portant sur la possibilité de relier géochimiquement les gisements de la Sioule distants de 7 à 8 km les uns des autres, tandis qu'apparaissent des analogies très nettes entre le gisement de Moureuille et celui de la vallée de la Barricade (Série du Chavanon) distants de 70 km.

Les présents résultats, basés sur des méthodes d'investigation plus élaborées et l'étude d'éléments plus nombreux, ne font que confirmer ceux obtenus précédemment.

Avant toute chose, il faut signaler l'apparition remarquable du baryum dans les gisements de cette région. C'est en effet la seule où cet élément intervient massivement au cours des présentes investigations (donc avec des teneurs supérieures à 200 p. p. m.).

a) LES GISEMENTS DE LA SIOULE.

Il est tout à fait possible de relier géochimiquement ces trois gisements, parmi lesquels celui de Moureuille constitue de trait d'union entre Malmouche et la Chaume-des-Veaux (fig. 4) présentant avec l'un ou l'autre de ces deux gisements

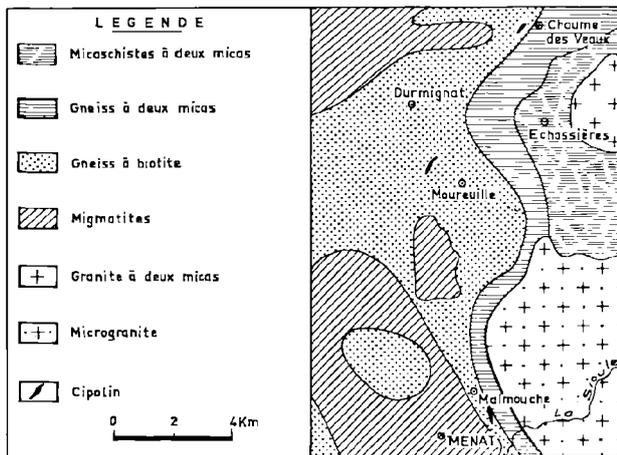


FIG. 4. — Les gisements de calcaires métamorphiques de la Sioule

des séries de paramètres chimiques ou de liaisons corrélatives beaucoup plus complètes que celles qui apparaissent directement entre Malmouche et la Chaume-des-Veaux. Parmi les paramètres nou-

veaux, qui permettent de tels résultats, on citera principalement :

- les exceptionnelles concentrations en baryum;
- les teneurs élevées en strontium et le fait qu'elles induisent des rapports Sr/1 000 Ca du même ordre, impliquant des environnements sédimentaires voisins ;
- les hautes concentrations en étain et en gallium ;
- les répartitions simultanées du bore et du potassium, conduisant à des rapports 10^3 B/K₂O du même ordre.
- la stabilité du rapport MgO/CaO ;
- l'identité des rapports $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$;
- la géochimie des gneiss encaissant les lentilles de Malmouche et Moureuille, qui titrent des concentrations en baryum identiques et accusent des augmentations simultanées de la teneur en Pb et Cu.

— l'antagonisme (Cu-Ni) résultant d'un phénomène synmétamorphique en milieu carbonaté sulfuré (ce qui identifie les milieux originels).

Il est possible de rechercher pour les calcaires métamorphiques de la Sioule ainsi rassemblés en une seule et même famille de roches, une origine commune en utilisant les propriétés mises en évidence dans les roches carbonatées sédimentaires.

Malgré une apparente complexité, la convergence d'un assez grand nombre de paramètres permet de déceler trois facteurs importants dans la définition de l'origine des calcaires métamorphiques de la Sioule :

- l'influence d'une phase détritique non négligeable ;
- une salinité anormale du milieu de dépôt ;
- des caractères sapropélifères très nets.

En définitive, tout concourt à imposer que les sédiments générateurs des cipolins de la Sioule ont pris naissance en milieu lagunaire à caractère sapropélifère, bénéficiant d'apports détritiques en provenance d'une zone d'alimentation sodi-potassique toute proche.

Accessoirement, les concentrations et les corrélations mettent en évidence la migration du cuivre, du plomb et du fer ferreux vers les niveaux silicatés, périphériques ou interstratifiés. Leur commune affinité pour le soufre les invite en effet à suivre cet élément éminemment labile. Dès lors, il

n'est plus possible de considérer la zone à sulfures qui borde les lentilles de cipolin comme un niveau-repère d'origine antémétamorphique, mais simplement comme une conséquence du métamorphisme.

b) LES AUTRES CALCAIRES MÉTAMORPHIQUES DU MASSIF CENTRAL.

Il s'agit essentiellement des cipolins de Savennes dans la série du Chavanon et de Peyralbe dans la série de la Moyenne Dordogne.

1° Savennes.

En ce qui concerne ce premier gisement à composition chimique hétérogène et sur lequel une première étude avait permis un rapprochement avec les calcaires métamorphiques de Moureuille (Sioule), on a pu se rendre compte que des migrations syn-métamorphiques, ainsi qu'une altération post-métamorphique, avaient assez profondément transformé la roche. L'utilisation des critères habituels ne donne de prime abord que de médiocres résultats. Avec la dispersion des concentrations chimiques, on se heurte à une multiplicité de possibilités qui ne permettent pas de fixer une origine certaine.

Cependant, l'utilisation des corrélations, sans préciser véritablement l'origine, permet d'éliminer à coup sûr les faciès planctoniques récifaux et à Foraminifères benthoniques. La tendance la plus fréquemment rencontrée indiquerait une calcarénite.

Fort à propos, l'accumulation des analogies d'ordre pétrographique et chimique avec la série de la Sioule, invite à rapprocher les deux ensembles carbonatés. Le calcul de l'identité des populations chimiques prend ici toute sa valeur, démontrant que dans les deux régions les différences constatées sur les valeurs moyennes (à 50 % des éléments ne sont pas significatives. Parmi les oxydes intéressés, on trouve la plupart des majeurs et de ce fait, dans les deux cas, c'est 94 à 95 % des environnements géochimiques qui ne sont pas significativement différents. A cette identité principale, on ajoutera une rigoureuse exactitude de l'ordre de dispersion des traces (à l'exception du baryum < 200 p. p. m. à Savennes) et le fait que plus de la moitié des corrélations totales ayant résisté à la discrimination par les corrélations partielles sont communes aux deux gisements.

Ainsi, par le biais de cette corrélation "inter-gisements", on peut affirmer que les calcaires de Savennes se sont déposés dans des conditions de faciès voisines de celles des calcaires de la Sioule, bien qu'ayant bénéficié d'apports détritiques de

natures différentes (à dominante calco-sodique à Savennes).

Accessoirement, grâce aux teneurs en strontium et en baryum des niveaux silicatés interstratifiés, on a pu rétablir la succession stratigraphique intéressant le gisement de la Barricade, coupé en trois parties par des fractures subverticales.

2° Peyralbe.

Quant au cipolin de Peyralbe, très baryfère, la recherche de son origine aboutit également à un environnement sédimentaire voisin de ceux de la Sioule et de Savennes. Il procéderait d'une calcarénite feldspathique déposée en milieu lagunaire ou lacustre, certainement réducteur et subissant des apports clastiques d'une zone d'alimentation sodi-potassique. Le CaCO_3 précipité, servant vraisemblablement de ciment aux minéraux détritiques, cette alimentation devait être intermittente, vu l'hétérogénéité des analyses et surtout de la présence de bancs de calcaire relativement pur.

Étant donné l'identité des faciès retenus, il était normal de vouloir rapprocher les cipolins de Peyralbe de ceux évoqués précédemment. Cependant, toute tentative d'identification en peu élaborée, aboutit à un échec quasi total. Si l'on observe quelques points de rapprochement avec la Sioule (au niveau des corrélations), il n'en existe aucun avec Savennes.

On peut donc conclure que si les différents calcaires étudiés dans le Massif Central ont pris naissance dans des faciès voisins, ils l'ont fait dans des environnements chimiques pouvant être très différents et dont le caractère était induit par le matériel détritique qui, nulle part, ne fait défaut. Cependant, en aucun cas, il ne fut possible de les rattacher au faciès récifal envisagé par Jung (1946) (15).

2) Le Briovérien carbonaté d'Ille-et-Vilaine.

Introduits à cet endroit, ces sédiments carbonatés anciens, prélevés dans les régions de Corps-Nuds et de St-Thurial, n'ont d'autre utilité que d'apporter un élément de comparaison sédimentaire d'âge supposé voisin par Grolier (1965) (13), de celui des calcaires métamorphiques du Massif Central.

Il s'est avéré impossible de rapprocher chimiquement ces calcarénites des cipolins de la Sioule.

Dans leur grande majorité, les paramètres habituellement utilisés n'offrent pas de valeurs semblables. L'identification des populations chimiques aboutit à un échec total. Cependant, la dispersion des majeurs est identique à celle des cipolins et les deux environnements ont en commun 21 corrélations associant des couples semblables, dont la liaison ($\text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2$) qui leur est spécifique. Il se pourrait donc que le Briovérien carbonaté d'Ille-et-Vilaine constitue une extension très détritique du faciès de la Sioule avec une alimentation calco-sodique.

Parallèlement, en considérant les concentrations en Ba, TiO_2 , SiO_2 , Na_2O , B et Ga, ainsi que les variations des paramètres $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, on met en évidence un gradient d'influence détritique entre Corps-Nuds et St-Thurial, le second gisement serait plus éloigné d'une même source d'alimentation élastique. D'autre part, la fonction $\text{CaO} = f(\text{SiO}_2)$ qui caractérise les échantillons prélevés, est parfaitement linéaire. Elle suggère que la précipitation de CaCO_3 est restée constante quel que soit l'éloignement à la zone d'alimentation. Les variations de concentrations des deux termes étant uniquement imputables aux apports détritiques.

3) Les enclaves carbonatées du Bourbonnais.

Compte tenu de la faible extension et du nombre restreint des gisements de roches carbonatées paléozoïques dans le Bourbonnais, il paraissait utile et simple d'apporter une contribution à l'étude de leur géochimie. D'autant que l'on possède simultanément des roches sédimentaires et leurs équivalents métamorphiques supposés.

Cette étude concerne avant tout le métamorphisme de contact et la comparaison géochimique du sédiment et du calcaire métamorphique devant lui correspondre. Il s'agit essentiellement des calcaires frasniens de Diou-Gilly, des calcaires métamorphiques de Saint-Léon, des roches carbonatées des régions de Lardoisière, Ferrières-sur-Sichon et de Chateldon (au lieu-dit chez Dauphant).

a) GISEMENTS DE DIOU-GILLY ET DE SAINT-LÉON.

Le calcaire métamorphique de la région de Saint-Léon n'est autre, selon Grandjean et al. (1940) (11), que l'équivalent du Frasnicien de Diou-Gilly métamorphisé au contact du granite du Charollais.

Dans une première étude effectuée sur des échantillons prélevés séparément à Diou et à Gilly,

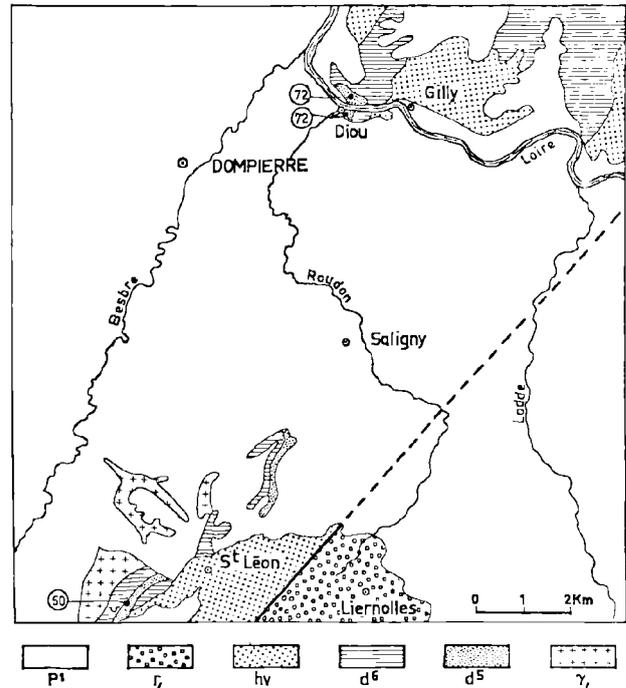


FIG. 5. — Les enclaves carbonatées de Saint-Léon et de Diou-Gilly

on constate qu'une certaine hétérogénéité se fait jour entre ces deux gisements quant aux éléments majeurs, tels Si, Al, Mg et en traces : Pb, Sr. Puis, en comparant l'ensemble des échantillons sédimentaires à ceux prélevés dans la carrière des "Gouttes Pommiers", il faut admettre qu'il est difficile de nier que leurs origines chimiques ou biochimiques soient sensiblement proches, bien que "Diou-Gilly" paraisse un peu plus détritique. Notamment, les échantillons récoltés à Diou présentent de nombreux paramètres géochimiques communs avec les calcaires métamorphiques : $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Sr}/1000 \text{ Ca}$, $10^3 \text{ B}/\text{K}_2\text{O}$ et surtout l'association des rapports entre traces, rigoureusement la même d'un gisement à l'autre, soit $\text{Ga}/\text{Pb} < 1$, $\text{Pb}/\text{Sn} > 1$, $\text{Cu}/\text{Pb} < 1$, $\text{Cu}/\text{Ni} \ll 1$.

L'étude des corrélations renforce ce rapprochement par des liaisons communes, les mêmes groupements intensément covariants (tels $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO}$), des distributions identiques pour le titane et la silice et le fait que l'estimation du pourcentage en Cu, dont la répartition est induite par TiO_2 , est la même.

En définitive, on peut considérer qu'à Saint-Léon, Diou et Gilly, on se trouve en présence

d'anciens faciès périrécifaux. Cependant, il est probable que les échantillons ont été prélevés dans des niveaux stratigraphiquement différents d'une même série.

De cette constatation, on peut conclure que le métamorphisme de contact ne fait ni disparaître certaines liaisons par des migrations préférentielles, ni même changer leur signe ou le mode de distribution des éléments liés.

b) GISEMENTS DE LARDOISIÈRE, FERRIÈRES ET DU DAUPHANT.

Ce groupe de gisements, situé au SE de Vichy, est distant d'une quarantaine de kilomètres de Saint-Léon (direction sud).

L'intérêt de l'étude réside dans le fait qu'ils sont stratigraphiquement peu dispersés. [Le calcaire de Ferrières, métamorphisé par le granite du Mayet-de-Montagne serait d'âge voisin (Viséen) de celui de Lardoisière (non métamorphique) : distance 13 km. La cornéenne calcaïque du Dauphant se trouve dans l'auréole métamorphique du granite de Lachaux (à 15 km de Lardoisière)].

Aux calcarénites sédimentaires de Lardoisière on peut opposer les calcaires métamorphiques de Ferrières et du Dauphant.

La détermination de l'origine du gisement de Ferrières s'effectue sans grande difficulté. Bien que certains paramètres appartiennent également au faciès erinoïdique, la quasi-totalité d'entre eux converge avec précision vers un faciès initial à caractère récifal, vraisemblablement un biostrome. Ceci élimine immédiatement la possibilité d'une quelconque identité paléogéographique entre le gisement de Ferrières et les calcarénites de Lardoisière.

Inversement, après avoir conclu à une origine de calcarénite au Dauphant, l'étude géochimique comparée de ce gisement et de celui de Lardoisière les rapproche très étroitement. En effet, après réduction des concentrations en SiO_2 du Dauphant et estimation de la teneur initiale en CO_2 (le second oxyde disparaissant au profit du premier lors du métamorphisme), l'identification des populations chimiques s'avère excellente malgré le manque de baryum à Lardoisière. Par ailleurs, les rapports SiO_2/CaO , $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2/\text{CaO}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $10 \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont les mêmes et le diagramme (SiO_2 , CaO , MgO) implique qu'en cas de métamorphisme on observerait à Lardoisière des paragenèses identiques à celles du Dauphant : quartz + diopside + wollastonite (dans le même subfaciès).

De plus, dans les deux cas, les groupements covariants et indépendants sont constitués des mêmes termes, tandis qu'à Lardoisière, la plupart des échantillons suivent la même loi qu'au Dauphant en ce qui concerne l'antagonisme ($\text{SiO}_2\text{-CO}_2$), soit $\text{CO}_2 = \text{exp.} (-1,2 \text{ SiO}_2 + 4,04)$.

L'identification géochimique est donc possible entre Lardoisière et le Dauphant, alors qu'elle ne l'est pas entre Ferrières et Lardoisière.

Enfin, on peut dès à présent conclure que l'opposition des phases carbonatées et silicatées peut être rigoureuse et linéaire dans trois cas :

- par précipitation constante de CaCO_3 (Saint-Thurial) ;
- par métasomatose (Lardoisière) ;
- par migration centrifuge de CO_2 au cours du métamorphisme (Dauphant).

4) Les calcaires métamorphiques des Vosges.

L'étude des calcaires métamorphiques des Vosges présente un intérêt équivalent à celui de la connaissance géochimique des eipolins du Massif Central français. Ceci est dû à de nombreuses analogies que l'on peut résumer comme suit :

- ils se présentent sous forme de lentilles interstratifiées dans des séries péliques essentiellement formées de gneiss de types voisins ;
- le métamorphisme qui les affecte est régional, situé au niveau des subfaciès B 2-3 de Winkler (1965) (36) ;
- l'ensemble des gisements pourrait, selon Jung (1928) (15), former un même horizon des terrains cristallogylliens.

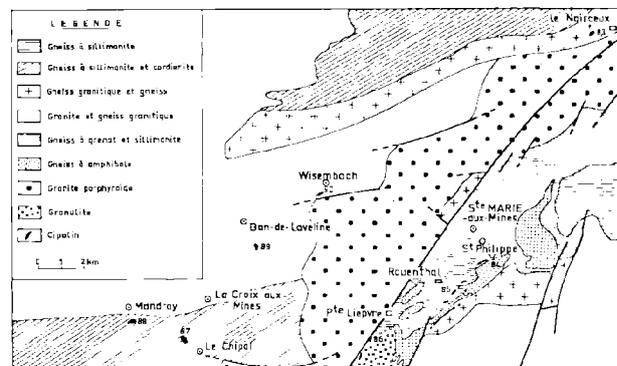


FIG. 6. — Les gisements de roches carbonatées métamorphiques des Vosges [d'après Von Eller (1961) (33)].

La figure 6 précise la position des différents gisements plus particulièrement étudiés dans les Vosges. Soit ceux de Saint-Philippe du Raenthal (à l'E de l'accident de Sainte-Marie-aux-Mines), du Noireux, du Chippal, de Ban-de-Laveline, de Mandray, de Wisembach (à l'W de l'accident de Sainte-Marie-aux-Mines). Les deux derniers gisements sont constitués de Dolomites secondaires dans lesquelles les analyses chimiques laissent supposer 10 à 15 % de giobertite.

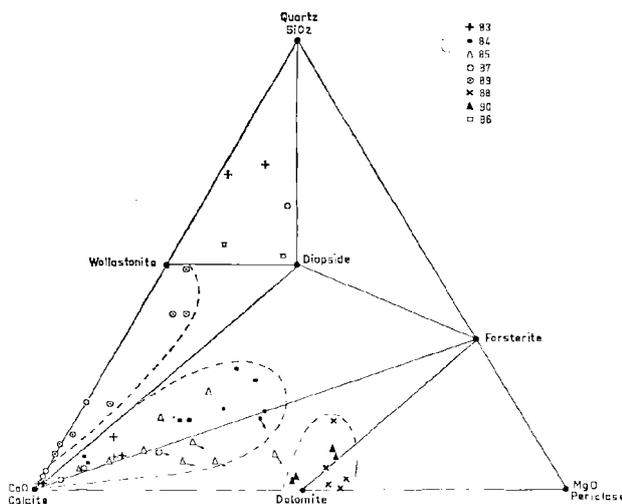


FIG. 7. — Les calcaires métamorphiques des Vosges dans le diagramme SiO_2 -CaO-MgO

Les calcaires métamorphiques des Vosges sont caractérisés par une intense hétérogénéité de leurs compositions chimiques. A priori, le diagramme SiO_2 -CaO-MgO les sépare en trois (fig. 7) :

- les dolomies de Mandray et Wissembach (pôle dolomite) ;
- le gisement de Ban-de-Laveline (paragenèse : calcite-diopside-wollastonite) ;
- les gisements du Noireux, de Saint-Philippe, du Raenthal et du Chippal (paragenèse : calcite-diopside-forstérite).

Le diagramme $MgO = f(CaO)$ (fig. 8) isole Ban-Laveline de tous les autres gisements, car non affecté par les imprégnations hydrothermales. En outre, ce diagramme présente les dolomies de Mandray et Wissembach comme le terme ultime de la métasomatose magnésienne des calcaires métamorphiques des Vosges et permet d'estimer que la magnésie hydrothermale est environ cinq fois plus abondante que la magnésie originelle ou d'imprégnation synmétamorphique.

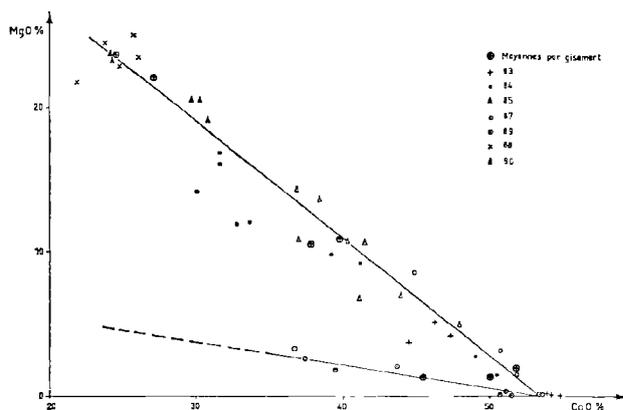


FIG. 8. — $MgO = f(CaO)$ dans les calcaires métamorphiques des Vosges

Du point de vue de l'origine des gisements et de leurs relations, seul Ban-de-Laveline se distingue véritablement des autres lentilles, n'ayant pas été touché par la métasomatose. Il est ainsi possible de remonter au sédiment qui lui a donné naissance et qui n'est autre qu'un calcaire marneux peu magnésien.

Quant aux autres gisements, sans pouvoir invoquer des origines sédimentaires véritablement différentes, ni même un degré de métamorphisme plus ou moins poussé, le phénomène allochimique les sépare selon le degré avec lequel il les a touchés. A priori donc, il est difficile d'y déceler des analogies géochimiques évidentes, les anciennes relations pouvant être complètement obliérées. Si l'on arrive à discerner des renseignements d'ordre corrélatif, il est plus difficile d'atteindre au faciès originel d'un dépôt particulier. On remarque que la covariance des éléments des milieux suit les distinctions du diagramme (SiO_2 , CaO, MgO) et représente en fait une fonction inverse de l'imprégnation par MgO :

- covariance faible : dolomies (Mandray, Wissembach) ;
- covariance moyenne : calcaires magnésiens et dolomitiques (Saint-Philippe, Raenthal, Noireux, le Chippal) ;
- covariance intense : Ban-de-Laveline.

a) GISEMENTS DE MANDRAY ET DE WISEMBACH.

Les analogies chimiques des deux lentilles correspondantes, distantes de 8 km, sont d'une telle intensité que les gisements n'ont pas été séparés lors des études statistiques.

Avec des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $10^3 \text{B}/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ différents des autres gisements, mais voisins de ceux du Chippal, ces dolomies ne sont pas sans rappeler ce gisement (en lame mince, on y distingue d'ailleurs encore des fantômes dolomités de minéraux de métamorphisme). Ainsi, le Chippal (à 2 km de Mandray) semble faire la liaison entre son groupe de gisements plus ou moins magnésiens et la dolomie proprement dite

b) GISEMENTS DE SAINT-PHILIPPE ET DU RAUENTHAL.

Étudiés simultanément à cause de leur proximité (2 km), ces deux gisements chimiquement hétérogènes, présentent une identité de population moyenne, avec 62 % des différences non significatives entre variances. En outre, ce sont les seuls carbonates à contenir simultanément un peu de baryum au voisinage d'un même encaissant à concentrations en Ba, identiques. Enfin, les rapports moyens CaO/Te (*), MgO/CaO et $\text{Sr}/1\,000 \text{Ca}$ sont voisins, tandis qu'en fonction de la distance à l'encaissant, on reconnaît simultanément dans les deux gisements, le passage des calcaires à phlogopite, puis à phlogopite et forstérite, puis "purs".

c) GISEMENTS DU NOIRCEUX ET DU CHIPPAL.

Présentant tous deux des échantillons de calcaire très pur, malgré l'hétérogénéité stratigraphique du Noireux, ces deux gisements sont chimiquement très proches.

L'identification statistique de leurs populations chimiques révèle que 57 % des éléments, parmi lesquels on trouve la plupart des majeurs, n'ont pas de concentrations moyennes dissociables d'une manière significative. Ceci représente 96 à 97 % de leurs environnements géochimiques ; de plus, les rapports MnO/FeO , CaO/Te , SiO_2/Te , MgO/CaO , $\text{SiO}_2/\text{CaO} + \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{MgO}$ y sont semblables. En étudiant les corrélations, on s'aperçoit que les mêmes groupements covariants (tel SiO_2 , FeO , MgO), y contrôlent dans l'un et l'autre des deux gisements la distribution des mêmes traces (tel Cu).

d) PROPRIÉTÉS COMMUNES A L'ENSEMBLE DES CALCAIRES MÉTAMORPHIQUES DES VOSGES.

Dans cet ensemble, à l'exception de Ban-de-Laveine, on peut distinguer un certain nombre

(*) Te : teneur en cations.

de propriétés communes, parmi lesquelles on signalera tout particulièrement :

— le groupement covariant commun SiO_2 , MgO , FeO , qui induit une série de corrélations identiques dans l'ensemble des gisements ou dans leur majorité ;

— la distribution lognormale de la silice, pouvant résulter de la coexistence d'une silice primaire et d'imprégnation synmétamorphique au voisinage de l'encaissant ;

— des relations, non significatives, dans les roches sédimentaires calcaires ;

— les relations les plus intenses ($\text{SiO}_2 - \text{CO}_2$) et ($\text{CaO} - \text{MgO}$) qui sont toutes deux des antagonismes, suggèrent qu'au cours des réactions synmétamorphiques ou métasomatiques, l'élimination du CO_2 se fait au profit de la silice et celle de CaO au profit de MgO ;

— l'entrée du titane dans les phlogopites induit une dépendance ($\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$) généralisée.

L'origine proprement dite de ces gisements ne peut être définie ni par les corrélations, ni par les compositions chimiques. Toutefois, ces données éliminent sûrement le faciès planctonique.

La majorité des gisements de calcaires métamorphiques des Vosges constitue un exemple où l'intervention des phénomènes diagénétiques est telle qu'il est impossible de remonter avec exactitude à leur origine sédimentaire. Compte tenu des corrections apportées aux compositions chimiques, il est probable que la plupart des lentilles représente une association de calcaire à caractère péri-récifal (Le Noireux, Le Chippal) alternant avec des bancs plus détritiques du type calcarénite (Saint-Philippe - Raenthal).

e) LE PROBLÈME DE L'IMPRÉGNATION.

Dans les Vosges, les lentilles carbonatées ne se sont pas comportées comme des systèmes fermés, peut-être parce que leurs gisements sont de dimensions réduites, entrecoupés d'injections de gneiss ou de pegmatite. Toujours est-il que des gradients d'imprégnation pour différents éléments, tels SiO_2 , MgO , FeO ou Sr se remarquent notamment à Saint-Philippe, au Raenthal ou au Chippal.

La variation de pression partielle en CO_2 , qui doit régner à l'approche de l'encaissant dépourvu de CaCO_3 peut être à la base d'un gradient de SiO_2 qui ne serait qu'apparent. Mais les variations ne se répercutent pas identiquement sur tous les

éléments de la phase silicatée. En particulier, le paramètre Al_2O_3/SiO_2 n'est pas constant. Une imprégnation exogène s'impose pour une partie du SiO_2 et les deux phénomènes doivent vraisemblablement coexister.

La capacité de migration de Fe^{2+} peut être due :

- à la faiblesse de son rayon ionique ;
- au remplacement diadochique de Mg^{2+} ;
- à son aptitude à suivre la phase sulfurée.

Une migration centrifuge s'impose pour CO_2 , Sr et même CaO : du diopside se remarque dans le gneiss encaissant, au contact et à sa proximité (phénomène déjà observé à Moureuille, dans le Massif Central français). Enfin, Al et Ba présentent des variations de concentrations faibles et anarchiques. Leurs teneurs, dans certains niveaux, seraient à l'image des "colonnes filtrantes" de Termier [J. Jung, 1928 (15)].

5) Roches carbonatées métamorphiques de Vendée.

Il s'agit essentiellement d'échantillons prélevés aux environs des Sables d'Olonne. Les cipolins de cette région sont en réalité des dolomies (92 à 96 % de dolomite à Sauveterre) ou des calcaires dolomitiques (15 % de dolomite à la Fonsauze). Les cipolins de la Fonsauze constituent un niveau différent de ceux de Sauveterre. Ils sont, non seulement moins magnésiens, mais également beaucoup plus détritiques.

Les corrélations anarchiques suggèrent que la dolomitisation est secondaire à Sauveterre. Les analyses chimiques n'empêchent pas de penser que les roches carbonatées de cet endroit pourraient avoir été, à l'origine, un calcaire de type "Fonsauze" que la dolomitisation aurait dépourvu d'une partie de Pb, Cu, Sr et Ca.

6) La famille des roches carbonatées métamorphiques.

Dans le but de comparer l'ensemble des calcaires sédimentaires à celui des roches carbonatées métamorphiques, la masse des données résultant de l'étude des gisements précédemment détaillés a été élargie en leur ajoutant des prélèvements provenant : du Gothlandien de la région de Cassagnoles (Montagne Noire), de Tournon (Ardèche), de Dun-le-Palletteau (Creuse), du Capo Tindari

(Sicile). Ensuite la totalité des données fut examinée avec le même schéma d'investigation que la compilation sédimentaire.

Avant de poursuivre, on remarquera qu'à partir des intervalles de variation de CaO, CO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , H_2O , Sr et du rapport Sr/1000 Ca, on peut attribuer au Gothlandien de Cassagnoles une origine crinoïdique, corroborée par le faciès sédimentaire que prend cet étage dans la région de Saint-André.

La compilation de toutes les "données métamorphiques" permet une comparaison avec les résultats provenant du travail équivalent effectué sur les roches sédimentaires.

TABLEAU X. — Composition chimique moyenne des calcaires métamorphiques

	Ecarts : types	σ_m	Ecarts : relatifs : en %	Moyennes : X	Roches sédimentaires	Vinogradov et Renov [*]
SiO_2	13,65	2,21	23	9,48	3,50	8,2
Al_2O_3	3,17	0,51	20	2,50	1,13	2,20
Fe_2O_3	0,74	0,12	14	0,84	0,69	1,00
FeO	0,46	0,07	23	0,31	0,09	0,68
CaO	11,51	1,87	4	41,98	51,29	40,50
MgO	7,12	1,15	20	5,69	0,54	7,70
Na_2O	0,77	0,12	31	0,39	0,07	
K_2O	0,73	0,12	27	0,44	0,16	
TiO_2	0,19	0,03	30	0,10	0,01	
MnO	0,04	0,006	20	0,03	0,01	0,07
P_2O_5	0,13	0,02	22	0,09	0,04	0,07
H_2O	0,26	0,04	9	0,43	0,44	
CO_2	10,47	1,70	5	35,64	39,95	35,50
P-P.m.						divers
B	32,37	5,25	28	18,83	12,94	12 + 8 (G), 18 (O)
Pb	40,34	6,54	57	11,42	4,11	5-10 (R-S)
Sn	4,44	0,72	12	6,20	3,16	4 (G)
Ga	3,11	0,50	11	4,71	3,80	3,7 (Rank)
V				5	5	10 (Rank), 3 (K)
Cu	14,22	2,31	19	5,98	4,04	5 (R-S)
Ni	4,27	13	13	5,38	5,03	6 (K)
Sr	584	20	20	480	338	475 + 50 (G)
Ba				280 à 340	200	120 (Rank) 390 (R-S)

L'intervalle de confiance est à 95 % : $t = 1,98$.

* : d'après Wedepohl (1959)

C. : Graf (1960); R-S : Rannels et Schleicher (1956); K : Katchenkov (1967);

O : Ostrom (1957); Rank : K. Rankama, T. C. Sahama (1950).

En premier lieu, il faut noter que, par suite de la dolomitisation et des apports détritiques plus importants ayant intéressé les sédiments d'origine de la plupart des calcaires métamorphiques étudiés, la composition chimique moyenne diverge sensiblement de celle des roches sédimentaires considérées précédemment (tableau X). SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , B, Ba (soit les éléments de la phase détritique) ainsi que MgO sont plus concentrés, tandis que CaO et CO_2 décroissent. Ceci n'empêche pas

de constater que si certaines propriétés ont évolué, d'autres sont restées constantes lors du passage du sédiment à l'état de roche métamorphique.

a) PROPRIÉTÉS CONSTANTES.

— Les teneurs en Ga, V et Ni ne varient pas.

— Le sens des rapports Ga/Pb, Pb/Sn, Cu/Pb est en général conservé, bien que Pb/Sn ne soit plus strictement supérieur à l'unité.

— SiO₂, Al₂O₃ et K₂O ne semblent pas séparés par des migrations préférentielles, car les paramètres SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/K₂O restent invariants.

— En corrélation MnO, K₂O et Al₂O₃ demeurent parmi les oxydes les plus actifs.

— Enfin, le résultat le plus important est décelé par l'étude de l'ordre de dispersion.

L'ordre de dispersion des majeurs (à l'exception de Na₂O et P₂O₅) et l'ordre de dispersion des traces (à l'exception de Cu), sont rigoureusement identiques dans les roches carbonatées calcaïques, qu'elles soient sédimentaires ou métamorphiques. On peut donc en déduire, pour la plupart des éléments que, lors des processus de métamorphisme, il n'y a pas d'homogénéisation par diffusion ou d'hétérogénéisation par concentration préférentielle.

b) PROPRIÉTÉS SOUMISES A DES VARIATIONS.

Les variations de propriétés géochimiques constatées lors du passage de la roche sédimentaire à son équivalent métamorphique, sont principalement dues à deux processus symmétamorphiques :

— les migrations préférentielles centrifuges ou centripètes ;

— le passage d'éléments d'une phase dans l'autre, ou de l'interphase dans une phase cristalline.

A la première catégorie, on peut rapporter plusieurs phénomènes dont l'amplitude est très variable. Si la mobilité de l'élément est très importante, elle va changer la dispersion des concentrations, qui devient totalement différente. C'est le cas du phosphore, du sodium et du cuivre, que l'on a dû extraire (au paragraphe précédent) des ordres de dispersion pour identifier les roches sédimentaires et métamorphiques.

Le rapport Na₂O/K₂O s'accroît et le sodium a tendance à s'accumuler vers les lentilles carbonatées.

A l'opposé, le cuivre tend à se séparer du nickel dont il est le fidèle compagnon dans les

sédiments carbonatés. Ses propriétés géochimiques l'obligent à suivre la phase sulfurée qui, généralement, semble migrer vers les zones silicatées. Dans cette migration, Cu entraîne une partie du plomb, chalcophile, d'où une relation (Cu-Pb) positive, très intense, caractéristique des calcaires métamorphiques. Ainsi, malgré sa grosseur, l'ion Pb²⁺ est capable d'une certaine mobilité.

Cependant, les propriétés du plomb ne sont certainement pas aussi simples, car Pb²⁺ étant capable de remplacer partiellement Ca²⁺, on constate une augmentation de sa concentration dans les roches métamorphiques. Il en est de même pour l'étain qui, comme le sodium, serait affecté de migrations centripètes. Les lentilles carbonatées se présentent vis-à-vis d'eux comme des pôles attractifs.

La dépendance positive (CaO-CO₂) confirmée dans l'environnement sédimentaire, est infirmée par les corrélations partielles dans l'environnement métamorphique, du fait de la migration beaucoup plus importante du CO₂, intensément antagoniste de la silice et de la répartition de la chaux entre les phases carbonatées et silicatées.

Aux variations induites par le passage d'une phase dans l'autre, on peut rattacher les comportements de Ga, V, B et même de Na et CO₂. En effet, la liaison classique (Al₂O₃-Ga), non significative dans les carbonates sédimentaires, le devient dans les roches métamorphiques, suggérant ainsi que Ga a changé de phase pour suivre l'aluminium dans la phase cristalline où se rencontre cet élément.

Il en est de même pour le vanadium (élément biophile) qui, dans les roches sédimentaires, avait généralement sa distribution contrôlée par la chaux. Au cours du métamorphisme, le vanadium, ou tout au moins une bonne partie de cet élément, entre dans la phase silicatée avec des valences compensatrices [F. Gordon-Smith, 1963 (9)] et sa distribution, qui était lognormale, devient ambiguë.

La distribution du bore, liée à la phase silicatée, de normale, devient lognormale, tandis que le rapport 10³ B/K₂O décroît. Par conséquent, une partie du bore a rejoint l'interphase par laquelle il migre vers l'extérieur des lentilles carbonatées métamorphiques.

Le sodium, dont on a précédemment constaté par un autre moyen la migration centrifuge, change également de phase. En effet, généralement indépendant de l'environnement géochimique sédimentaire, Na₂O devient très actif dans les roches

métamorphiques, étant donné sa fréquence d'intervention dans les corrélations confirmées. Il se trouve d'ailleurs étroitement lié au groupement covariant de la phase silicatée qu'il a donc rejoint après avoir quitté l'interphase.

Inversement, CO_2 n'occupe plus qu'un rang médiocre lorsque l'on considère sa fréquence d'intervention. De la phase cristalline, il est passé dans l'interphase, d'où il migre vers l'extérieur.

Enfin, on constate que le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ s'accroît sensiblement, ce qui suggère qu'une partie du fer est réduite au cours du métamorphisme. On a de plus constaté, par l'intermédiaire des gradients de concentration, que le fer migrerait vers l'extérieur. Mais, au cours de ce processus, Fe^{2+} se sépare de Fe^{3+} , moins mobile. Ceci est suggéré, par le fait que la dépendance ($\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$), décelée dans l'environnement sédimentaire, est infirmée par les corrélations partielles de la compilation métamorphique.

En définitive, l'étude détaillée des calcaires métamorphiques permet de conclure en énonçant, sans pour cela supposer leurs réciproques exactes, les règles statistiques suivantes :

— SI UN ÉLÉMENT D'UNE ROCHE SÉDIMENTAIRE CARBONATÉE A SUBI UNE VARIATION IMPORTANTE DANS LA DISPERSION DE SA CONCENTRATION MOYENNE LORS DES PHÉNOMÈNES MÉTAMORPHIQUES, IL A ÉTÉ SOUMIS A DES MIGRATIONS CENTRIFUGES OU CENTRIPÈTES.

— SI LA DISTRIBUTION D'UNE ROCHE SÉDIMENTAIRE CARBONATÉE CHANGE DE FORME OU SI SA FRÉQUENCE D'INTERVENTION DANS LES CORRÉLATIONS TOTALES CONFIRMÉES PAR LES CORRÉLATIONS PARTIELLES VARIE DANS DES PROPORTIONS IMPORTANTES LORS DES PHÉNOMÈNES MÉTAMORPHIQUES, IL A PARTIELLEMENT OU TOTALEMENT CHANGÉ DE PHASE.

VI. — A PROPOS DE L'ENVIRONNEMENT DOLOMITIQUE

Sans prétendre à une généralisation des résultats obtenus, cette étude d'un milieu carbonaté dolomitique a été entreprise dans le but d'observer si les méthodes applicables aux roches carbonatées calcaïques le demeureraient à propos des roches carbonatées magnésiennes. Les dolomies de Mandray (Vosges) et de Sauveterre (Vendée) ont en effet, déjà fourni un certain nombre de données à ce sujet.

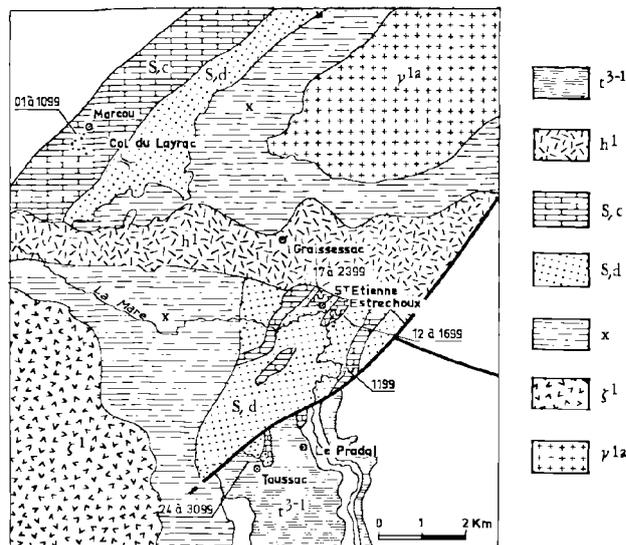


Fig. 9. — Echantillonnage des dolomies géorgiennes de la Montagne Noire

Cette étude fut menée à bien à partir de 30 échantillons prélevés dans les dolomies géorgiennes de la Montagne Noire (région de Bédarieux) échantillonnées en trois zones (fig. 9) :

- au S de Marcou,
- près de Saint-Etienne-Estrechoux,
- près de Taussac.

La partie essentielle du travail consiste en un essai de corrélations géochimiques entre les trois régions précitées.

Les compositions chimiques sont en général assez constantes ; cependant, la dolomitisation, homogène à Taussac et Saint-Etienne, se révèle plus discontinue à Marcou, où se remarque des bancs de calcaire. Ainsi, une tentative d'identification des populations chimiques est positive entre Saint-Etienne et Taussac, mais très médiocre entre Saint-Etienne et Marcou.

Néanmoins, les concentrations en carbonates sont identiques (de 94 à 96 %) dans les trois séries de gisements. Il en est de même pour les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, et $10^3 \text{B}/\text{K}_2\text{O}$, tandis que les rapports $\text{Ga}/\text{Pb} < 1$, $\text{Pb}/\text{Sn} > 1$ et $\text{Cu}/\text{Pb} < 1$ y sont de même sens.

L'intérêt de l'utilisation des corrélations est assez médiocre. En effet, les milieux sont hétérogénéisés par les dolomitisations secondaires, à l'instar de la dolomie de Mandray, et la covariance entre

éléments se révèle très faible dans chaque gisement. Ainsi, pour les relations stratigraphiques, l'étude des corrélations totales et partielles apporte beaucoup moins de connaissances que dans le milieu carbonaté calcaïque.

On relève pourtant dans chaque gisement l'intervention d'un même groupement covariant (Fe_2O_3 , FeO , MnO , K_2O) et la haute signification des liaisons (FeO - MnO) déjà observée à Sauveterre, (Fe_2O_3 - K_2O) relevée dans les gisements dolomitiques des Vosges et moins régulièrement (K_2O - MnO) perçue à Mandray. Il se pourrait donc que le groupement invoqué soit une caractéristique du milieu dolomitique.

Accessoirement, l'étude des dolomies de la Montagne Noire permet de mettre en évidence l'évolution continue d'un gradient détritique de Marcou à Taussac par l'intermédiaire des teneurs en Al_2O_3 , K_2O , B, Ba et des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Ce qui corrobore le sens proposé par Thorat et al. (1938) (30) pour la transgression cambrienne.

D'après ce critère, les gisements de Taussac se trouvaient à l'E de Saint-Etienne, avant l'intervention de l'accident qui les sépare et qui se révèle ainsi coulissant et dextrogyre. En utilisant l'amplitude des variations observées lorsque l'on passe de Marcou à Saint-Etienne, puis de Saint-Etienne à Taussac, on peut évaluer que la valeur minimale du rejet horizontal de l'accident est de 5 km.

Enfin, en comparant les résultats des corrélations avec ceux obtenus dans les dolomies de Mandray et de Sauveterre, on peut penser que la faiblesse de la covariance du milieu est due à l'hétérogénéité induite par la dolomitisation secondaire. La distinction des dolomies primaires et secondaires pourrait donc, en partie, être basée sur la faiblesse de la covariance entre les éléments chimiques du milieu, caractéristique de la dolomitisation secondaire.

VII. — CONCLUSIONS

En conclusion, on rappellera les résultats généraux auxquels ce travail permet d'aboutir.

1) Il est possible de caractériser géochimiquement la plupart des grands faciès carbonatés sédi-

mentaires. Les difficultés les plus importantes apparaissent dans la distinction des environnements récifaux et erinoïdiques : ce qui confirme les hypothèses de Carozzi (1953), basées sur des études paléogéographiques.

2) Par comparaison avec les résultats évoqués ci-dessus, il est possible de remonter à l'origine de certains calcaires métamorphiques (Massif Central français, Bourbonnais). Ce fait ne peut être généralisé (Vosges). Cependant, ce n'est pas tellement l'intensité du métamorphisme qui est responsable de cette difficulté, mais ce sont surtout les phénomènes allochimiques : qu'il s'agisse d'imprégnations synmétamorphiques ou secondaires.

3) En s'appuyant sur les concentrations en éléments, leurs rapports ou les nombreuses propriétés statistiques dans lesquels on peut les faire intervenir, il est possible de relier géochimiquement des lentilles de calcaires métamorphiques distantes de plusieurs kilomètres et, exceptionnellement, de plusieurs dizaines de kilomètres.

4) L'étude des liaisons statistiques entre éléments et de leurs distributions permet de déterminer les phases auxquelles ils se rapportent et, accessoirement, de préjuger les associations minéralogiques dans lesquelles ils interviennent.

5) L'examen de la variation des concentrations, des rapports, des liaisons et des distributions en éléments chimiques permet de déterminer :

a) dans les roches sédimentaires, le sens du gradient de l'influence détritique ;

b) dans les roches métamorphiques, les gradients de migration des éléments mobiles et leurs changements de phase.

6) La faiblesse de la covariance des éléments en milieu magnésien peut être, pour la dolomie, l'indice de son origine secondaire.

Enfin, dans une dernière remarque, on peut préciser que cette contribution à l'étude des roches carbonatées calcaïques ne fait intervenir, dans la région géochimique considérée, que des faciès généralement épicontinentaux. Il serait certainement possible d'apporter des renseignements intéressants en s'adressant à des faciès plus profonds ou en mettant en œuvre des techniques plus élaborées permettant, en particulier, de faire intervenir les propriétés de nouveaux éléments chimiques.

ANNEXE I

CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS

Chattien-Aquitainien :

- 07, " Calcaire de Beauce " région de Milly-la-Forêt (Seine-et-Oise).

Stampien :

- 54, Région de Gannat (Allier).
59, Région d'Aigueperse (Puy-de-Dôme).
76, " Calcaire concrétionné ", région de Gannat (Allier).

Bartonien :

- 55, " Calcaire de St-Ouen ", région de Fleurine (Oise).

Lutétien :

- 11, " Calcaire de Vigny " (Seine-et-Oise).
16, " Pierre à liards ", région de St-Gobain (Aisne).
39, région de Creil (Oise).
53, " Calcaires asphaltiques d'Agel " (Hérault).

Thanétien :

- 12, anticlinal de Plagne, région d'Ausseing (Hte-Garonne).

Montien :

- 04, " Pisolithique " de Montainville (Seine-et-Oise).
12 (06 à 08) (*) anticlinal de Plagne, région d'Ausseing (Haute-Garonne).

Sénonien :

- 43, " Craie ", région du Cran d'Escalles (Pas-de-Calais) et d'Haubourdin (Nord).

Turonien :

- 30, " Tuffeau de Touraine ", région de Montrichard (Loir-et-Cher).

Cénomannien supérieur :

- 42, falaise du Cran d'Escalles (Pas-de-Calais).

Cénomannien inférieur :

- 41, région de Wissant (Pas-de-Calais).

Barrémien supérieur :

- 20, région d'Orgon (Bouches-du-Rhône).
71, région du Lac de St-Point (Doubs).

Valanginien :

- 75, région du Lac de St-Point (Doubs).

Portlandien :

- 48, " Faciès tithonique ", Col de l'Epine, région de Chambéry (Savoie).

Kimméridgien :

- 38, " Virgulien " du Cap Gris-Nez et du Mont Lambert (Pas-de-Calais).
47, Source de la Loue (Doubs).
52, " Virgulien " de St-Champ (Ain).

Séquanien :

- 47, (01, 02, 05), région de Besançon (Doubs).
58, " Oolite d'Hesdin-Labbé ", Boulonnais (Pas-de-Calais).

Oxfordien supérieur :

- 19, région des Petites-Armoises (Ardennes).
27, " Corallien de Lérrouville " (Meuse).
96, " Calcaire de Brucquedale " (Pas-de-Calais).

Oxfordien moyen :

- 09, " région de Mortagne " (Orne).
70, région de Pontarlier (Doubs).

Callovien inférieur :

- 95, (10) " Faciès Cornbrash ", région de Rinxent (P.-de-C.).

Bathonien :

- 24, " Pierre de Ranville " (Calvados).
95, " Pierre de Marquise " (Pas-de-Calais).

Bajocien :

- 25, région de Pouilly-en-Auxois (Côte-d'Or).
26, région de May-sur-Orne (Orne).
74, région de Mamirole (Doubs).

Muschelkalk supérieur :

- 36, région de Gerbéviller (Meurthe-et-Moselle).

Vizéen :

- 02, " Calcaire de Samson " (Belgique).
28, " Marbre Joinville ", région de Boulogne, (P.-de-C.).
31, " Faciès Waulsortien ", rocher Bayard, région de Dinant (Belgique).
33, " Calcaire de Fontaine ", région d'Avesnes (Nord).
46, " Marbre Lunel ", région de Boulogne (P.-de-C.).
50, (01, 05), " Calcaire noir de Dinant " (Belgique).
50, (06, 09), équivalent du " Calcaire gris clair à *Productus cora* ", région de Basècles (Belgique).
93, région de Vichy, carrières de l'Ardoisière (Allier).
94, " Calcaire métamorphique de Ferrières ", région de Vichy (Allier).
97, région de Ferrières-la-Petite, et de Saint-Hilaire-sur-Illepe (Nord).
98, " Cornéenne carbonatée du Dauphant ", région de Chateldon (Puy-de-Dôme).

Tournaisien supérieur :

- 23, " Petit granite de Soignies " (Belgique).

Frasnien :

- 18, " Marbre rouge ", région de Givet, Fort Condé (Ardennes).
22, Assise de Fromelennes, région de Givet, Fort de Charlemont (Ardennes).
32, région de Trélon (Nord).
34, Bord nord du synclinal de Dinant, région de Mazy (Belgique).
49, " Noir pur de Golzinne " assise de Rhines (Belgique).
60, " Calcaire métamorphique de St-Léon " (Allier).
72, " Calcaire de Diou-Gilly " (Allier).
92, région de Trélon, carrière du Château-Gaillard (Nord).

Givétien :

- 21, Gare de Couvin (Belgique).
40, région de Gussignies (Nord).
45, Assise du Mont d'Haura, région de Givet (Ardennes).
91, région de Glageon (Nord).

Elfélien :

- 17, région de Givet (Ardennes).

Gothlandien :

- 29, région de St-Pons, (Hérault).
51, " Schistes ampéliteux de Feuguerolles " (Calvados).

Géorgien supérieur :

- 99, " Calcaires à *Archeocyathus* ", région de Bédarieux (Hérault).

Briovérien :

- 10, " Dolomies et Calcaires métamorphiques de Sauveterre et Fonsauze ", région des Sables d'Olonne (Vendée).
61, " Calcaires de Corps-Nuds et de St-Thuriai " (Ille-et-Vilaine).

La liste détaillée ci-dessus n'est pas véritablement exhaustive. En effet, on n'y a pas introduit la plupart des calcaires métamorphiques, leurs âges ne présentant pas toute la précision nécessaire.

(*) Numérotation des échantillons : échantillons 6 à 8 du gisement 12.

ANNEXE II

CLASSIFICATION DES ECHANTILLONS PAR FACIES

Facies oolitique :

- 09, Oxfordien moyen de la région de Mortagne (Orne).
- 19, Oxfordien supérieur de la région des Petites-Armoises (Ardennes).
- 24, Bathonien du Calvados, " Pierre de Ranville ".
- 28, Viséen du Boulonnais, " Marbre Joinville " (P.-de-C.).
- 33, Viséen de la région d'Avesnes, " Calcaire de Fontaine " (Nord).
- 46, Viséen du Boulonnais, " Marbre Lunel ", région de Boulogne (Pas-de-Calais).
- 58, Séquanien du Boulonnais, " Oolite d'Hesdin-Labbé " (Pas-de-Calais).
- 59, Stampien de la région d'Aigueperse (Puy-de-Dôme).
- 61, Briovérien de St-Thurial (Ille-et-Vilaine).
- 76, Valanginien du Lac de St-Point (Doubs).
- 95, Bathonien du Boulonnais, " Pierre de Marquise " (Pas-de-Calais).
- 97, Viséen de la région de St-Hilaire-sur-Ielpe (Nord).

Facies récifal :

- 04, Montien de Montainville, " Calcaire Pisolitique " (Seine-et-Oise).
- 09, Oxfordien de la région de Mortagne (Orne).
- 18, Frasnien de la région de Givet, " Marbre rouge du Fort Condé " (Ardennes).
- 19, Oxfordien supérieur de la région des Petites-Armoises (Ardennes).
- 20, Barrémien supérieur de la région d'Orgon (Bouches-du-Rhône).
- 21, Givétien de la région de Couvin (Belgique).
- 22, Givétien du Fort de Charlemont " assise de Fromellenne ", région de Givet (Ardennes).
- 31, Viséen de la région de Dinant (Belgique).
- 32, Viséen de la région de Trélon (Nord).
- 40, Givétien de Gussignies (Nord).
- 46, Viséen de la région de Boulogne " Marbre Lunel " (Pas-de-Calais).
- 70, Oxfordien moyen de la région de Pontarlier (Doubs).
- 72, Frasnien de Diou-Gilly (Allier).
- 91, Givétien de la région de Glageon (Nord).
- 92, Frasnien de la région de Trélon, carrière du Château-Gaillard (Nord).
- 96, Oxfordien du Boulonnais, " Calcaire de Brucquedale " (Pas-de-Calais).

Facies crinoïdique :

- 04, Montien de la région de Montainville, " Calcaire Pisolitique " (Seine-et-Oise).
- 17, Eifélien de la région de Givet (Ardennes).
- 18, (06), Frasnien de la région de Givet, Fort Condé (Ardennes).
- 23, Tournaisien supérieur de Soignies " Petit Granite " (Belgique).
- 24, Bathonien " Pierre de Ranville " (Calvados).
- 25, Bajocien de la région de Pouilly-en-Auxois (Côte d'Or).
- 26, Bajocien de la région de May (Orne).
- 27, Oxfordien supérieur de la région de Lérrouville (Meuse).
- 31, Viséen inférieur de la région de Dinant (Belgique).
- 46, Viséen de la région de Boulogne, " Marbre Lunel " (Pas-de-Calais).
- 72, Frasnien de Diou (Allier).
- 74, Bajocien de la région de Mamiroille (Doubs).

(Compte tenu des variations latérales, le signe d'un même gisement, ou groupe de gisements peut apparaître dans plusieurs faciès différents).

Facies coquillier :

- 09, Oxfordien moyen de la région de Mortagne (Orne).
- 21, Givétien de la région de Couvin (Belgique).
- 25, Bajocien de la région de Pouilly-en-Auxois (Côte d'Or).
- 38, Kimméridgien du Boulonnais (Pas-de-Calais).
- 45, Givétien de la région de Givet, assise du Mont d'Hairs (Ardennes).
- 46, Viséen de la région de Boulogne, " Marbre Lunel " (Pas-de-Calais).
- 53, Lutétien supérieur de la région d'Agel (Hérault).
- 71, Barrémien supérieur de la région du Lac de St-Point (Doubs).
- 34, Frasnien du bord nord du synclinal de Dinant, région de Mazy (Belgique).
- 36, Muschelkalk supérieur de la région de Gerbéviller (Meurthe-et-Moselle).

Facies sapropélique :

- 21, Givétien de Couvin (Belgique).
- 34, Frasnien du bord nord du synclinal de Dinant, région de Mazy (Belgique).
- 40, Givétien de la région de Gussignies (Nord).
- 45, Givétien de la région de Givet, assise du Mont d'Hairs (Ardennes).
- 49, " Noir pur de Golzinne ", assise de Rhines (Belgique).
- 50, (01-05), " Calcaire noir de Dinant ", Viséen inférieur (Belgique).
- 50, (06-09), équivalent du " Calcaire gris clair à *Productus oora* ", Viséen moyen, Bascles (Belgique).
- 52, Kimméridgien de la région de St-Champ (Ain).
- 53, Lutétien supérieur de la région d'Agel (Hérault).

Facies à Foraminifères benthoniques :

- 11, Lutétien de Vigny (Seine-et-Oise).
- 12, (06-08), Thanétien de l'anticlinal de Plagne (Haute-Garonne).
- 12, (06-08), Montien de l'anticlinal de Plagne (Haute-Garonne).
- 16, Lutétien de la région de Saint-Gobain " Pierre à Liards " (Aisne).

Facies à Foraminifères planctoniques :

- 43, Sénonien des régions de Lille et de Calais (Nord et Pas-de-Calais).

Facies lacustre :

- 07, Chattien-Aquitainien de la région de Milly-la-Forêt, " Calcaire de Beauce " (Seine-et-Oise).
- 53, Lutétien supérieur de la région d'Agel (Hérault).
- 54, Stampien de la région de Gannat (Allier).
- 55, Bartonien de la région de Fleurine, " Calcaire de Saint-Ouen " (Oise).
- 59, Stampien de la région d'Aigueperse (Puy-de-Dôme).
- 76, Stampien, " Calcaire concrétionne ", région de Gannat (Allier).

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ATAMAN G. (1967). — Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etude sur le bassin triasique du Jura. *Thèse*, 343 p. ronéot. Fac. Sci., Strasbourg.
- 2) BAUSCH W.M. (1968). — Outline distribution of strontium in marine limestones. In *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, p. 106-115. Berlin, Müller G. and Friedman G.M., édité. (Springer-Verlag).
- 3) BLONDEAU A. et al. (1967). — Notice de la Carte géologique de Senlis au 1/50 000. N° XXIV-12. Paris.
- 4) BONTE A. (1941). — Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris. *Thèse. Bull. Serv. Carte géol. France*, N° 205, t. XIII, p. 268-272. Paris.
- 5) CAROZZI A. (1953). — Pétrographie des roches sédimentaires. Neuchatel, Griffon, édité.
- 6) CAYEUX L. (1935). — Roches carbonatées. Paris, Masson et Cie, édité.
- 7) CHILINGAR G.V. (1956). — Relationship between Ca, Mg ratios and geologic ages. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, t. 40, p. 2256-2266. Tulsa.
- 8) DEBRABANT P. (1967). — Contribution à l'étude géochimique des calcaires métamorphiques du Massif Central français. *Chemical geology*. Vol. 2, p. 331-360. Amsterdam.
- 9) GORDON-SMITH F. (1963). — Physical Geochemistry. Toronto, Addison-Wesley Publishing Co. Inc. Edit.
- 10) GRAF D.L. (1960). — Geochemistry of carbonate Sediments and sedimentary Rocks. I-IV *Illinois State Geol. Survey Circ.* Chicago.
- 11) GRANDJEAN F. et al. (1940). — Notice de la Carte géologique de Charolles au 1/80 000, N° 247, 2^e Ed., Paris.
- 12) GRIM R.E. (1968). — Clay Mineralogy. 2^{me} Ed., London, Mc Graw-Hill book Co. Edit.
- 13) GROLIER J. (1965). — Contribution à l'étude géologique des séries cristallophyliennes inverses du Massif Central français : la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). *Thèse*. 267 p. ronéot. Fac. Sci., Clermont-Ferrand.
- 14) GROLIER J. et LETOURNEUR J. (1968). — L'évolution tectonique du Grand Sillon houiller du Massif Central français. In *XXIII^{me} International Geological Congress*. Vol. 1, p. 107-116. Prague.
- 15) JUNG J. (1928). — Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*. N° 2. Strasbourg.
- 16) JUNG J. (1946). — Géologie de l'Auvergne et ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. l'Expl. Carte géol. dét. France*. Paris, Imp. Nationale, édité.
- 17) KATCHENKOV S.M. (1967). — Average contents of certain minor chemical elements in the principal types of sedimentary rocks. In *Chemistry of Earth's Crust*. Vol. 2, p. 416-423, Moscou, Vinogradov A.P., Edit.
- 18) KULP J.L., TUREKIAN K.K. et BOYD D.W. (1952). — Strontium content of limestones and fossils. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, t. 63, p. 701-716. Boulder.
- 19) LAPADU-HARGUES P. (1968). — Conférences de Géochimie. 179 p. ronéot. Clermont-Ferrand. Plein-Air Service, édité.
- 20) LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LX, p. 70-99. Lille.
- 21) MURARD R. (1960). — Probabilités et statistiques. *Rev. Indust. minér. Doc. S.I.M.* (a), n° spéc. Saint-Etienne.
- 22) OSTROM M.E. (1957). — Trace elements in Illinois Pennsylvanian limestones. *Illinois State Geol. Surv.* Vol. 242, p. 1-34. Chicago.
- 23) RANKAMA K. et SAHAMA T.G. (1950). — Geochemistry. Chicago, Univ. Chicago Press Edit.
- 24) RONOV A.B. et ERMISHKINA A.I. (1959). — Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Geochemistry (U.S.S.R.)*. N° 3, p. 254-278. Moscou.
- 25) ROQUES M. (1958). — Analyse spectrographique d'émission. *Trav. Lab. Géol. Minér. Série Doc. Fac. Sci. Clermont*. N° 19, 110 p., ronéot. Clermont-Ferrand.
- 26) RUNNELS R.T. et SCHLEICHER J.A. (1956). — Chemical composition of Eastern Kansas limestones. *Geol. Surv. Kansas Bull.*, Vol. 119, p. 83-103. Kansas-City.
- 27) SHAW D.M. (1964). — Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Paris. Masson et Cie, édité.
- 28) SHAW D.M. (1969). — Evaluation of Data. In *Handbook of Geochemistry*, p. 324-363. Berlin, Wedepohl K.H. and al., Edit. (Springer-Verlag).
- 29) STRAKHOV N.M. — Méthode d'étude des roches sédimentaires. *Ann. Serv. Inf. Bur. Recher. Géol. Géoph. et Min.*, t. I. Paris.
- 30) THORAL M. et al. (1938). — Notice de la Carte géologique de Bédarieux, au 1/80 000, n° 232, 2^{me} Edit., Paris.
- 31) TUREKIAN K.K. (1963). — The use of trace element geochemistry in solving geologic problems. *Rev. Soc. Canada, Spect. Publ.* n° 6, p. 3-24. Toronto.
- 32) VINOGRADOV A.P. et RONOV A.B. (1956). — Composition of the sedimentary rocks of the Russian Platform in the relation to the history of its tectonic movements. *Geochemistry (U.S.S.R.)*. N° 6, p. 533-559. Moscou.
- 33) VON ELLER J.P. (1961). — Notice de la Carte géologique et pétrographique des Vosges Moyennes. Partie centrale orientale, au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, t. 14, Fasc. 1. Strasbourg.
- 34) WALKER C.T. (1963). — Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol. U.S.A.*, t. 33, n° 3, p. 694-702. New-York.
- 35) WEDEPOHL K.H. (1969). — Composition and abundance of Common Sedimentary Rocks. In *Handbook of Geochemistry*, p. 227-271. Berlin, Wedepohl K.H. and al. édité. (Springer-Verlag).
- 36) WINKLER H.G.F. (1965). — Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin, Springer-Verlag, édité.
- 37) WOLF K.H., CHILINGAR G.V. et BEALES F.W. (1967). — Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. In *Carbonate Rocks*, part. B, Amsterdam, Chilingar G.V., Bissel H.J. et Fairbrikge R.W., édité. (Elsevier Publishing Co).

Discours de clôture

Enfin, pour terminer ces deux journées commémoratives, M. J. GANTOIS, Président de la Société pour 1970, s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

*Monsieur l'Ingénieur Général,
Mesdames, Messieurs,
Mes chers Collègues,*

A l'issue de ces deux journées du Centenaire, il appartient au Président de la Société Géologique du Nord de remercier tous ceux qui ont été les artisans de la réussite des manifestations qui ont marqué cet anniversaire.

Vous serez d'accord avec moi, j'espère, pour féliciter la " Commission du Centenaire ", et surtout MM. PAQUET et LAVEINE, de la parfaite organisation de ces journées.

Je regrette que M. le Doyen DEFRETIN, retenu par ses nombreuses occupations, n'ait pu rester parmi nous, mais je veux cependant lui exprimer toute la reconnaissance de notre Société pour l'aide qu'il lui apporte en l'hébergeant et en lui apportant l'appui des services du Campus, ce qui a rendu possible la bonne organisation de nos manifestations.

Je remercie notre Comité d'Honneur et son Président, M. le Recteur DEBEYRE, qui nous a si aimablement exprimé sa bienveillante sympathie à l'égard de notre Société.

Je remercie tous les orateurs qui ont participé à nos colloques et, en particulier, nos Présidents de séance qui ont assumé les débats.

Les Annales perpétueront le charme des magnifiques communications que nous avons entendues. Je remercie à l'avance M^{me} CORSIN qui en assurera la rédaction et je ne sais si je dois louer davantage son talent ou son dévouement, mais je suis persuadé que, grâce à elle, le fascicule du Centenaire sera un document très recherché.

Cependant, si nos esprits ont été comblés, ce n'est pas pour autant que nous oublierons de si tôt la pantagruélique réception que nous a réservée le bureau régional du B.R.G.M. Que M. SOULIEZ accepte notre reconnaissance pour cette délicate attention.

Vous n'ignorez pas que l'organisation de toute manifestation implique un budget. Le nôtre était en déficit, il ne l'est plus et j'en remercie nos amis de toujours, les foreurs MM. MEURISSE et CHARTIEZ, ainsi que les Sociétés Intrafor-Cofor et la S.A.D.E., qui ont, par leur générosité, redressé la situation.

Cent années de vie de notre Société s'achèvent aujourd'hui ; M. le Doyen DEFRETIN nous a dit hier ce qu'elles ont été. Il faut maintenant nous tourner vers l'avenir.

Les grands noms qui ont marqué les étapes de la progression de notre Société, depuis son fondateur GOSSELET jusqu'à notre Président d'Honneur actuel, M. le Professeur G. WATERLOT, digne successeur de BARROIS, PRUVOST, DOLLÉ et tant d'autres que je n'ai pas le temps matériel de citer, ont montré la voie aux jeunes et ceux-ci vont reprendre maintenant le flambeau pour un nouveau siècle.

Sur le plan scientifique, cet avenir est très prometteur. La nouvelle vague a déjà fait ses preuves ; le haut niveau des communications que les jeunes nous présentent est le gage que la renommée scientifique de notre Société n'est pas près d'être éclipsée.

Je me permettrai cependant de leur faire une prière et d'émettre le vœu qu'ils ne négligent pas trop la géologie régionale. Certes, l'étude du Bassin Méditerranéen est passionnante, mais je suis sûr qu'il y a encore de nombreux mystères dans le Boulonnais, l'Avesnois et les Ardennes et, de même que nous aimons entendre les communications de nos géologues des Houillères, nous aurons aussi plaisir à écouter quelques chercheurs passionnés, ne serait-ce que de l'hydrogéologie du Bassin de la Liane, par exemple.

Sur le plan basement matériel, une seule consigne : "Faites des adhésions" et, si vous ne laissez pas se tarir notre recrutement, je suis persuadé que M. l'Ingénieur Général GOGUEL, qui nous a fait l'honneur de présider cette matinée, se rappelant l'assistance nombreuse et choisie de cette journée, sera notre avocat le plus persuasif auprès de la Commission Géologique du C.N.R.S. lors de l'attribution des subventions. Qu'il en soit dès aujourd'hui remercié.

« »

Liste des participants aux manifestations du Centenaire de la Société Géologique du Nord (27 et 28 Novembre 1970)

- M. Patrick ANDREIEFF, Ingénieur Géologue, B.R.G.M., 45 - Orléans.
M. Jacques ANGELIER, Assistant, Laboratoire de Géologie, 45 - Orléans.
M. Jean-Pierre ANGRAND, Chargé d'Enseignement, Faculté des Lettres, 59 - Lille.
M^{me} Yvonne BATTIAU, Assistante Agrégée, Faculté des Lettres, 9, rue A. Angellier, 59 - Lille.
M. Pierre BELLAIR, Professeur à la Sorbonne, 25, rue de l'Yser, 92 - Sceaux.
M. Jean-Georges BERTELOOT, Ingénieur retraité, 49, rue d'Arras, 59 - Douai.
M. le Professeur Alphonse BEUGNIES, Laboratoire de Géologie et Minéralogie, Faculté Polytechnique, Mons (Belgique).
M. Noël BEUN, Etudiant Géologie, Terdeghem, 59 - Steenvoorde.
M. le Professeur Pierre BIAYS, Géographie, Faculté des Lettres, 9, rue Angellier, 59 - Lille.
M. René BLANCHET, Maître Assistant, Ecole Normale Supérieure, 92 - Saint-Cloud.
M. Alain BLIECK, Etudiant Géologie, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. le Professeur Antoine BONTE, Laboratoire de Géologie, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Robert BOURROUILH, Maître Assistant, Géologie Structurale, T. 26, 11, Quai Saint Bernard, 75 - Paris V^e.
R.P. Dom Jean BOUTRY, Abbaye Saint Paul, Wisques, par Saint-Omer (62).
M^{lle} Denise BRICE, Attachée de Recherche au C.N.R.S., Vice-Présidente de la S.G.N. pour 1970, Faculté des Sciences, 13, rue de Toul, 59 - Lille.
M. Paul BROQUET, Maître Assistant, Faculté des Sciences, 33, rue Saint-Leu, 80 - Amiens.
M^{lle} Claudine BROUSMICHE, Assistante, Géologie Fondamentale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Michel BUISINE, Ingénieur aux H.B.N.P.C., 60, rue du Pôle-Nord, 62 - Lens.
M. Jean-Paul CADET, Maître Assistant, Laboratoire de Géologie, 45 - Orléans.
M. le Professeur André CAIRE, Géologie Structurale, Tour 26, 9, Quai Saint-Bernard, 75 - Paris V^e.
M^{lle} Elisabeth CAIRE, 3, Allée de la Bièvre, 94 - Fresnes.
M. le Professeur Paul CELET, Géologie Dynamique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jean-Marie CHARLET, Chargé de Cours Associé, Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences, rue Houdain, Mons (Belgique).
M. Charles CHARTIEZ, Président-Directeur Général, Entreprise de Forages, 101, Boulevard Thiers, 62 - Béthune.
M. Jacques CHARVET, Maître Assistant, Géologie Dynamique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Bernard CLEMENT, Maître Assistant, Géologie Stratigraphique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. le Professeur Michel CLIN, Géologie, Faculté des Sciences, Avenue des Facultés, 33 - Talence.
M. Robert COQUEL, Assistant, Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. le Professeur Paul CORSIN, Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M^{me} Paule CORSIN, Maître Assistante, Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Georges COURTY, Maître Assistant, Géologie, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Léon CREMILLE, Ingénieur Hydraulicien B.R.G.M., Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.
M. André DALINVAL, Ingénieur aux H.B.N.P.C., 18, rue de l'Égalité, 59 - Dechy.
M. Pierre DEBRABANT, Maître de Conférences, Géotechnique, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M^{lle} Danielle DECROUEZ, Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M^{me} Simone DEFRETIN, Maître Assistante, Géologie Régionale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jean-Marie DEGARDIN, Etudiant Géologie, Hébuterne, 62 - Foncquevillers.
M. le Professeur Charles DELATTRE, Géologie Régionale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.

- M. Robert DELBART, Saint-Josse-sur-Mer, 62 - Montreuil-sur-Mer.
M. André DELMER, Chef du Service Géologique, 13, rue Jenner, 1040 - Bruxelles.
M. le Professeur Jean DERCOURT, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Henri DESPLANQUES, Chargé de Recherches C.N.R.S., 60, Boulevard Vauban, 59 - Lille.
M. Jean-Paul DESTOMBES, Ingénieur-Géologue, 62 - Ambleteuse.
M. Jean-Marie DEZWARTE, Ingénieur B.R.G.M., Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.
M. Jean DIDON, Maître Assistant, Géotechnique, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Pierre DOLLE, Chef du Laboratoire de Pétrographie, H.B.N.P.C., 62 - Hénin-Liétard.
M^{lle} Jeannine DROT, Chargée de Recherches C.N.R.S., Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75 - Paris V.
M^{me} Camille DUBOIS, Collaboratrice de la Carte géologique d'Alsace-Lorraine, 54 - Nancy.
M. André DUFORET, Président du Conseil d'Administration, Société des Eaux de Douai, 72, Façade de l'Esplanade, 59 - Lille.
M. Christian DUPUIS, Assistant Géologie, Mons (Belgique).
M. le Professeur DURAND-DÉLGA, Géologie Structurale, 75 - Paris.
M. Lucien DURIN, Chargé d'Enseignement Géographique, 19, Grand-Place, 59 - Le Catcau.
M^{lle} Josette FERGUSON, Inspecteur d'Académie, 167, Avenue Pottier, 59 - Lambersart.
M. Jacky FERRIERE, Assistant, Géologie Dynamique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jean-Marie FLAMENT, Etudiant Géologie, 3, Grand-Place, 59 - Comines.
M. Jean-Jacques FLEURY, Maître Assistant, Géologie Stratigraphique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jean FONTENIER, 29, rue Léon Rudent, 59 - Orchies.
M. Jean-Claude FOUCHER, Assistant Géologie, Faculté des Sciences, 51 - Reims.
M^{me} Jeannine FOULON, Etudiante D.E.A., Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Michel FOURNEAU, Directeur de la Société des Eaux du Nord, 217, Boulevard de la Liberté, 59 - Lille.
M. Joseph GANTOIS, Président de la S.G.N. pour 1970, 4, rue Gambetta, 59 - Saint-André.
M. Jean-Pierre GELARD, Assistant, Géologie, Faculté des Sciences, Boulevard Gabriel, 21 - Dijon.
M. Bernard GHESTIN, Etudiant D.E.A., Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. le Professeur Yvan GODFRIAUX, Faculté Polytechnique, Rue Houdain, Mons (Belgique).
M. Marcel GULINCK, Géologue Principal, Service Géologique de Belgique, 13, rue Jenner, Bruxelles (Belgique).
M. Claude HEDDERAUT, Chargé de Cours, Faculté Libre des Sciences, 13, rue de Toul, 59 - Lille.
M. Michel HERVOUET, Chef de Service S.N.P.A., Allées de Morlaas, 64 - Pau.
M. Aurélien HOUÉSSOU, Etudiant Géologie, Résidence A. Camus, S. 138, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. JURAIN, E.N.S. G., 54 - Nancy.
M. Michel LAMOTTE, Ingénieur Géologue aux H.B.N.P.C., rue Pierre Mathieu, 59 - Anzin.
M. l'Abbé De LAPPARENT, Directeur de Recherche au C.N.R.S., 21, rue d'Assas, 75 - Paris VI.
M. Michel LASNON, S.A.D.E., 4, rue Gambetta, 59 - Saint-André.
M. Jean-Pierre LAVEINE, Chargé de Recherche au C.N.R.S., Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Firmin LENTACKER, Chargé d'Enseignement Géographie, 17-19, Place du Maréchal Leclerc, 59 - Lille.
M. Francis LETHIERS, Assistant, Géologie Appliquée, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M^{me} Jeanne LEVEUGLE, Professeur au Lycée de Roubaix, 1, rue d'Isly, 59 - Roubaix.
M. René LHENAFF, Chargé d'Enseignement de Géographie, Résidence Orsay, 60, Avenue de la République, 59 - Lille.
M^{lle} Louise LHEUREUX, Géologue au B.R.G.M., Fort de Lezennes, 59 - Lezennes.
M. Stanislas LOBOZIAK, Chargé de Recherche au C.N.R.S., Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Henri MAILLOT, Assistant, Géotechnique, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jacky MANIA, Assistant, Géologie Appliquée, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Jean-Louis MANSY, Assistant, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. Henri MARIETTE, Docteur Vétérinaire, 156, Avenue De Gaulle, 62 - Samer.
M. le Doyen René MARLIÈRE, Professeur de Géologie, Faculté Polytechnique de Mons, rue Houdain, Mons (Belgique).
M. Georges-Henri MASCLE, Maître Assistant, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, 11, Quai St-Bernard, 75 - Paris V.
M. Francis MEILLIEZ, Etudiant Géologie, 27, rue Mirabeau, 59 - Lille.
M. Emile MERIAUX, Maître Assistant, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - Villeneuve d'Ascq.
M. André MEURISSE, Entreprise de Forages et Sondages, 62 - Carvin.
M. Marc MEURISSE, Assistant, Géologie Dynamique, 75 - Paris.
M. Raymond MEURISSE, Entreprise de Forages et Sondages, 27, rue d'Arras, 62 - Carvin.

- M. le Professeur Raymond MIROUSE, Géologie Pétrologie, Faculté des Sciences, 38, rue des Trente-Six Ponts, 31-Toulouse.
- M. Bruno MISTIAEN, Etudiant Géologie, Chemin de Halage, 59-Chapelle d'Armentières.
- M. Raymond NOEL, Chef de Laboratoire I.N.I.E.X., 132, rue des Venues, 4000-Liège (Belgique).
- M. Jacques PAQUET, Maître de Conférences, Géotechnique, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Alain FERRODON, Ingénieur Géologue ELF-ERAP, 7, rue Nélaton, 75-Paris XV^e.
- M. le Professeur Jean PROUVOST, Minéralogie, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Serge RAMON, Géologue B.R.G.M., Fort de Lezennes, 59-Lezennes.
- M. Jean-Paul RAMPNOUX, Maître Assistant Géologie, Faculté des Sciences, 45-Orléans 02.
- M. Francis ROBASZYNSKI, Chef de Travaux, Faculté Polytechnique, Mons (Belgique).
- M. Jean-Marie ROGEZ, Etudiant Géologie, Fort de Lezennes, 59-Lezennes.
- M. Paul SANGNIER, Ingénieur Géologue, 240, rue A. Bonte, 59-Lambertart.
- M^{lle} Yvonne SOMERS, I.N.I.E.X., Liège (Belgique).
- M. Jean SOMME, Chargé d'Enseignement de Géographie, 72, Avenue Foch, 59-Marcq-en-Barœul.
- M. Gaston SOULIEZ, Directeur du S.G.R., B.R.G.M., Fort de Lezennes, 59-Lezennes.
- M. le Professeur Henri TERMIER, 131, Avenue de Versailles, 75-Paris XVI^e.
- M^{me} Geneviève TERMIER, Maître de Recherche au C.N.R.S., 131, Avenue de Versailles, 75-Paris XVI^e.
- M. John TERRY, Assistant, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. François THIEBAULT, Assistant, Géologie Structurale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. l'Abbé Gilbert TIEGHEM, Professeur Technique, 18, rue Lamartine, 59-Armentières.
- M^{lle} Marie-Thérèse TRELCAT, Etudiante, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Jean-Jacques VERRIEZ, Assistant, Géologie Dynamique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Bernard WATERLOT, Assistant, Géotechnique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. le Professeur Gérard WATERLOT, Président d'Honneur de la S.G.N., Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Michel WATERLOT, Maître de Conférences, Géologie Fondamentale, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Villeneuve d'Ascq.
- M. Etienne WINNOCK, 15, rue du Traquet, 64-Pau.

1970

Tome XC

4^{me} trimestre

TABLE DES MATIERES

Géologie du bassin de Mons et du Hainaut : Un siècle d'histoire, par R. MARLIÈRE	171
Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique, par R. PAEPE et J. SOMMÉ	191
Pétrologie des charbons, par B. ALPERN, A. BOUROZ, Ch. DELATTRE, P. DOLLÉ, E. MÉRIAUX, R. NOEL et E. QUINOT	203
1 ^{re} Partie : Pétrographie, par B. ALPERN, Ch. DELATTRE, E. MÉRIAUX et R. NOEL ..	203
2 ^{me} Partie : La formation des sédiments houillers, par A. BOUROZ, P. DOLLÉ et E. QUINOT	218
Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France, par P. CORSIN et Paule CORSIN	223
Le cycle hercynien dans les Pyrénées, par M. CLIN, C. HEDDEBAUT, R. MIROUSE, J. MULLER, P. ROGER et M. WATERLOT	253
— I. — Stratigraphie du Paléozoïque pyrénéen, par M. CLIN, C. HEDDEBAUT, R. MIROUSE, P. ROGER et M. WATERLOT	254
— II. — Problèmes tectoniques des Pyrénées du Paléozoïque, par M. CLIN, J. MULLER et P. ROGER	266
— III. — Aperçu sur l'évolution post-hercynienne de la chaîne pyrénéenne, par R. MIROUSE	270
Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne, par J. AUBOUIN, M. BONNEAU, P. CELET, J. CHARVET, B. CLÉMENT, J.M. DEGARDIN, J. DERCOURT, J. FERRIÈRE, J.J. FLEURY, C. GUERNET, H. MAILLOT, J. MANIA, J.L. MANSY, J. TERRY, F. THIÉBAULT, P. TSOFLIAS et J.J. VERRIEZ	277
I. — Introduction, par J. AUBOUIN	277
II. — La zone de Gavrovo, par J. DERCOURT, F. THIÉBAULT, J.J. FLEURY, J. MANIA et J.L. MANSY	280
III. — La série pindique, par J. DERCOURT, M. BONNEAU, J. TERRY, P. TSOFLIAS, H. MAILLOT et J.J. FLEURY	284
IV. — La zone ophiolitique subpélagonienne, par P. CELET, B. CLÉMENT, J. FERRIÈRE, J. VERRIEZ, J. CHARVET, J.M. DÉGARDIN et C. GUERNET	290
V. — Conclusion générale, par J. DERCOURT	302
Tectonique de la Méditerranée centrale, par A. CAIRE	307

Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques, par J. BOURGOIS, R. BOURROULH, P. CHAUVE, J. DIDON, M. DURAND-DELGA, E. FOURCADE, A. FOUCAULT, J. PAQUET, Y. PEYRE et Y. RANGHEARD	347
I. — Présentation des différentes communications dans le cadre de la chaîne, par J. DIDON et J. PAQUET	347
II. — Le Prébétique de la région de Hellin-Villena, par E. FOURCADE	351
III. — Tectonique d'Ibiza et de la Sierra de Majorque, par Y. RANGHEARD	357
IV. — Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque, par R. BOURROULH	363
V. — L'unité de "Ronda-Torcal", par J. BOURGOIS, P. CHAUVE, J. DIDON et Y. PEYRE	380
VI. — Dorsale bétique, par M. DURAND-DELGA, J. DIDON, A. FOUCAULT et J. PAQUET	382
VII. — Domaine des Flyschs, par J. BOURGOIS, P. CHAUVE, J. DIDON et Y. PEYRE	384
VIII. — La zone-limite entre Internides et Externides dans l'E des Cordillères bétiques, par J. PAQUET	387
Glissements de terrain	395
I. — Le glissement de terrain, phénomène profond ou superficiel. Influence de l'eau, par A. BONTE	395
II. — Observations sur les glissements de terrain en Sicile occidentale, par H. CHAMLEY et G. MASCLÉ	406
III. — Eboulement d'Azazga, par Paul C. DELEAU	411
IV. — Eboulement à Plan-du-Var (Alpes-Maritimes), par Paul C. DELEAU	414
V. — Glissement lent de marnes altérées à Alger-El Biar, par Paul C. DELEAU	416
VI. — Glissement élémentaire et glissement réactivé. Deux exemples, par A. BONTE ..	417
Contribution des sciences de la Terre aux études sur l'"environnement", par J. RICOUR ..	421
Hydrogéologie dans la région du Nord	429
I. — Introduction, par G. SOULIEZ	429
II. — La situation en eau potable dans le Nord de la France, par G. WATERLOT	430
III. — Renforcement du débit d'étiage de la Lys par surexploitation saisonnière de la nappe de la craie, par S. RAMON	432
IV. — Méthode de recherche systématique des sites favorables à l'alimentation artificielle des nappes libres, par L. CRÉMILLE et S. RAMON	436
V. — Les services de distribution d'eau face aux problèmes de la nappe du calcaire carbonifère, par G. DASSONVILLE	440
Les Productoïdes du Djouffien (Permien supérieur) dans la Téthys orientale : essai sur l'agonie d'un phylum, par H. TERMIER et G. TERMIER	443
Typologie géochimique des calcaires, application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques dans les massifs hercyniens français, par P. DEBRABANT	463

1970

Tome XC

TABLE ALPHABETIQUE DES AUTEURS (*)

- B. ALPERN, A. BOUROZ, Ch. DELATTRE, P. DOLLÉ, E. MÉRIAUX, R. NOEL et E. QUINOT. — Pétrologie des charbons, p. 203.
- J. AUBOUIN, M. BONNEAU, P. CELET, J. CHARVET, B. CLÉMENT, J.M. DÉGARDIN, J. DERCOURT, J. FERRIÈRE, J.J. FLEURY, C. GUERNET, H. MAILLOT, J. MANIA, J.L. MANSY, J. TERRY, F. THIÉBAULT, P. TSOFLIAS et J.J. VERRIEZ. — Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne, p. 277.
- A. BEUGNIES, A. BONTE, P. DUMONT, J. PARENT et G. WATERLOT. — La faille de Vireux à l'Est de la Meuse, p. 9.
- J. BLAISE. — Voir A.F. DE LAPPARENT et J. BLAISE, p. 87.
- M. BONNEAU. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- A. BONTE. — Voir A. BEUGNIES et *al.*, p. 9.
- A. BONTE. — *in* Glissements de terrain, p. 395 et 417.
- M. BOUMA. — Rôle de l'altération météorique et des mouvements de l'eau dans l'évolution du minerai manganésifère de Moanda (près Franceville, Gabon), p. 41.
- J. BOURGOIS, R. BOURROUILH, P. CHAUVE, J. DIDON, M. DURAND-DELGA, E. FOURCADE, A. FOUCAULT, J. PAQUET, Y. PEYRE et Y. RANGHEARD. — Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques, p. 347.
- A. BOUROZ. — Mise au point à propos d'une note sur les Tonstein, p. 76.
- A. BOUROZ. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- R. BOURROUILH. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- P. BROQUET. — La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique, p. 77.
- A. CAIRE. — Tectonique de la Méditerranée centrale, p. 307.
- P. CELET. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- II. CHAMLEY. — *in* Glissements de terrain, p. 406.

(*) Etant donnée l'importance de ce tome, seule figurera ici la table alphabétique des auteurs des quatre fascicules de l'année 1970 (Tome XC).

- J.M. CHARLET. — Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la TL à la géologie, p. 23
- J. CHARVET. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- P. CHAUVE. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- B. CLÉMENT. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- M. CLIN, C. HEDDEBAUT, R. MIROUSE, J. MULLER, P. ROGER et M. WATERLOT. — Le cycle hercynien dans les Pyrénées, p. 253.
- R. COQUEL, S. LOBOZIAK et Y. LEMOIGNE. — Confirmation de l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon, p. 15.
- P. CORSIN et Paule CORSIN. — Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France, p. 223.
- Paule CORSIN. — Voir P. CORSIN et Paule CORSIN, p. 223.
- L. CRÉMILLE. — *in* Hydrogéologie dans la région du Nord, p.436.
- G. DASSONVILLE. — *in* Hydrogéologie dans la région du Nord, p. 440.
- P. DEBRABANT. — Typologie géochimique des calcaires, application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques dans les massifs hercyniens français, p. 463.
- S. DEFRETIN-LEFRANC. — Révision des Conchostracés westphaliens dans le bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais, p. 121.
- J.M. DÉGARDIN. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- Ch. DELATRE. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- Paul C. DELEAU. — *in* Glissements de terrain, p. 411, 414 et 416.
- J. DERCOURT. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- J. DIDON. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- P. DOLLÉ, A.F. DE LAPPARENT et C. MONTENAT. — Sur une dalle à empreintes de pas lacertoïdes du houiller du bassin du Nord - Pas-de-Calais, p. 63.
- P. DOLLÉ. — Sédimentation rythmée dans les charbons du bassin du Nord - Pas-de-Calais, p. 151.
- P. DOLLÉ. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- P. DUMONT. — Voir A. BEUGNIES et *al.*, p. 9.
- M. DURAND-DELGA. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- J. FERRIÈRE. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- J.J. FLEURY. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- A. FOUCAULT. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- E. FOURCADE. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- C. GUERNET. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- C. HEDDEBAUT. — Voir M. CLIN et *al.*, p. 253.
- A.F. DE LAPPARENT. — Voir P. DOLLÉ et *al.*, p. 63.

- A.F. DE LAPPARENT et J. BLAISE. — La structure annulaire granitique de Suf-Kajiran (Afghanistan central), p. 87.
- S. LOBOZIAK. — Voir R. COQUEL et *al.*, p. 15.
- Y. LEMOIGNE. — Voir R. COQUEL et *al.*, p. 15.
- M.J. LEMOS de SOUSA et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique préliminaire des houilles du bassin du Moatize (Tete, Mozambique), p. 137.
- F. LETHIERS. — Quelques Ostracodes frasnien du Bas-Boulonnais (France), p. 69.
- F. LETHIERS. — Ostracodes du Dévonien supérieur de l'Avesnois (France). Limite Frasnien moyen - Frasnien supérieur, p. 113.
- H. MAILLOT. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- J. MANIA. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- J.L. MANSY. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- R. MARLIÈRE. — Géologie du bassin de Mons : Un siècle d'histoire, p. 171.
- G. MASCLE. — *in* Glissements de terrain, p. 406.
- E. MÉRIAUX. — Voir M.J. LEMOS de SOUSA et *al.*, p. 137.
- E. MÉRIAUX. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- R. MIROUSE. — Voir M. CLIN et *al.*, p. 253.
- C. MONTENAT. — Voir P. DOLLÉ et *al.*, p. 63.
- J. MULLER. — Voir M. CLIN et *al.*, p. 253.
- R. NOEL. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- R. PAEPE et J. SOMMÉ. — Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique, p. 191.
- J. PARENT. — Voir A. BEUGNIES et *al.*, p. 9.
- J. PAQUET et G. WATERLOT. — Découverte d'un Euryptéridé (*Erieopterus brewsteri* WOODWARD) dans l'arkose d'Haybes à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne), p. 45.
- J. PAQUET. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- Y. PEYRE. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- E. QUINOT. — Voir B. ALPERN et *al.*, p. 203.
- S. RAMON. — *in* Hydrogéologie dans la région du Nord, p. 432 et 436.
- Y. RANGHEARD. — Voir J. BOURGOIS et *al.*, p. 347.
- J. RICOUR. — Contribution des Sciences de la Terre aux études sur l'"environnement", p. 421.
- P. ROGER. — Voir M. CLIN et *al.*, p. 253.
- G. SOULIEZ. — *in* Hydrogéologie dans la région du Nord, p. 429.
- II. TERMIER et G. TERMIER. — Le genre *Spyridiophora* (Brachiopodes Productoïdes) dans le Permien asiatique, p. 57.
- H. TERMIER et G. TERMIER. — Ammonoïdés de l'Artinskien (= Zygarien) dans la montagne de Bamyan (Afghanistan), p. 93.

- H. TERMIER et G. TERMIER. — Les Prebelemnitida : un nouvel ordre de Céphalopodes, p. 109.
- H. TERMIER et G. TERMIER. — Les Productoïdés du Djouffien (Permien supérieur) dans la Téthys orientale : essai sur l'agonie d'un phylum, p. 443.
- G. TERMIER. — Voir H. TERMIER et G. TERMIER, p. 57, 93, 109, 443.
- J. TERRY. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- F. THIÉBAULT. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- P. TSOFLIAS. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- J.J. VERRIEZ. — Voir J. AUBOUIN et *al.*, p. 277.
- B. WATERLOT. — Nouvelles observations géologiques sur les terrains paléozoïques, crétacé et tertiaire des environs de Bavai, p. 33.
- B. WATERLOT. — Données nouvelles sur le Carbonifère des environs de Pont-sur-Sambre, p. 39.
- G. WATERLOT. — Voir A. BEUGNIES et *al.*, p. 9.
- G. WATERLOT. — Voir J. PAQUET et G. WATERLOT, p. 45.
- M. WATERLOT. — Voir M. CLIN et *al.*, p. 253.
- G. WATERLOT. -- *in* Hydrogéologie dans la région du Nord, p. 430.
-