

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVII

1977

2^{me} trimestre

**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ**

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.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

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. — Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1977)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	15,00 F	70,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	15,00 F	75,00 F

FRANCE et ETRANGER : Abonnement des non-membres : 140,00 F.

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 140,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) 155,00 F.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (40,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVII

1977

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1977 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. WATERLOT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J.M. CHARLET
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATTRE M. J.J. FLEURY
<i>Secrétaire</i>	M. J. MANIA
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. COLBEAUX
<i>Directeur de la Publication</i> ...	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. l'Abbé HEDDEBAUT M. J. PAQUET M. A. DALINVAL M. J. SOMMÉ M. I. GODFRIAUX M. Cl. DESOBRY

A N N A L E S
D E L A

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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, Boite Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

REUNION SPECIALISEE DU 4 NOVEMBRE 1976

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

Au cours de cette séance qui réunissait un nombre important de participants vingt-huit communications ont été exposées. Un certain nombre d'entre elles a été imprimé dans le quatrième fascicule 1976 ainsi que dans le premier fascicule 1977.

SEANCE ORDINAIRE DU 2 DECEMBRE 1976

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

Cette séance commence par un vote indicatif pour l'élection du Premier Vice-Président pour l'année 1977. Monsieur CHARLET obtient 20 voix sur 23 suffrages exprimés. Puis M. le Président passe à l'élection d'un nouveau membre. Il s'agit de :

M. Mohammed FARSAN, Professeur à Kabul (Afghanistan), présenté par M^{lle} D. Brice et M. Cl. Heddebaut.

Communications orales

- A. BONTE. — La tranchée du Vert-Mont à Réty (Pas-de-Calais). Essai critique sur le Crétacé inférieur du Boulonnais.
- B. DUTHOIT, R. HAZEBROUCK et J. PAQUET. — Comportement de craies sous contraintes isotropes (0 à 800 bars).
- J.P. HENRY et J. PAQUET. — Rôle de l'environnement sur la forabilité de calcaires viséens du Boulonnais.

Communications écrites

- A. BLIECK. — A propos d'*Althaspis vimienensis* White, du Dévonien inférieur de Vimy-Fresnoy. Essai sur la répartition géographique et stratigraphique du genre *Althaspis*.

P. DE WEVER. — Mise en évidence d'importants affleurements de roches éruptives à la base de la nappe du Pinde-Olonos, au sein de la " Formation à Blocs " (Péloponnèse, Grèce)

Y. PLUSQUELLEC et I.I. TCHUDINOVA. — The microstructure of *Parastriatopora* Sokolov (Siluro-Devonian Tabulata).

La séance se termine avec la présentation, par M. J. SOMMÉ, du gisement paléolithique inférieur de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais).

ASSEMBLEE GENERALE ORDINAIRE DU 6 JANVIER 1977

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

Cette séance débute par les élections nécessaires pour constituer le Conseil d'Administration pour l'année 1977.

M. Michel WATERLOT est élu Président par 39 voix (sur 42 suffrages exprimés) et M. Jean-Marie CHARLET obtient 40 voix pour son élection au poste de Premier Vice-Président

Sont élus Vice-Présidents : MM. Ch. DELATTRE (35 voix) et J.J. FLEURY (34 voix).

En remplacement de M. J. DERCOURT, Conseiller sortant, M. l'Abbé HEDDEBAUT est élu par 34 voix.

D'autre part, M. J.J. FLEURY, Secrétaire, dont le mandat arrive à expiration, est remplacé par M. J. MANIA (32 voix) tandis que M. J.P. COLBEAUX est élu Secrétaire-Adjoint (31 voix). Enfin, M. l'Abbé TIEGHEM est réélu Trésorier par 32 voix tandis que Madame Paule CORSIN garde son poste de Directeur de la Publication (35 voix).

Le Conseil d'Administration pour 1977 est donc constitué comme suit :

Président d'Honneur : M. G. WATERLOT.

Président : M. M. WATERLOT.

Premier Vice-Président : M. J.M. CHARLET.

Vice-Présidents : MM. Ch. DELATTRE et J.J. FLEURY.

Conseillers : MM. Cl. HEDDEBAUT, J. PAQUET, A. DALINVAL, J. SOMMÉ, I. GODFRIAUX, Cl. DEZOBRY.

Secrétaire : M. J. MANIA.

Secrétaire-Adjoint : M. J.P. COLBEAUX.

Directeur de la Publication : M^{me} Paule CORSIN.

Trésorier : M. l'Abbé TIEGHEM.

Archiviste-Bibliothécaire : M. J.L. MANSY.

Puis sur proposition du Conseil, datant du 22 Octobre 1976, les nouveaux tarifs de cotisation et abonnement aux Annales sont adoptés comme suit :

Membres (France et Bénélux) :

Cotisation : 15,00 F — Abonnement : 70,00 F

Membres étrangers :

Cotisation : 15,00 F — Abonnement : 75,00 F

Etudiants :

Cotisation : 15,00 F — Abonnement : 40,00 F

Personnes morales :

Abonnement : 140,00 F

SEANCE ORDINAIRE DU 6 JANVIER 1977

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

Monsieur l'Abbé HEDDEBAUT procède à l'élection des nouveaux membres. Ce sont :

- M. Joël QUEMENEUR, Université de Paris VI, 4, Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, présenté par MM. D. Boulanger et N. Beun.
- M. Raphaël CONIL, Université de Louvain la Neuve, 3, place Louis Pasteur, à B 1348 Louvain la Neuve, présenté par MM. I. Godfriaux et Cl. Heddebaut.
- M^{lle} Patricia LEBOULENGER, Institut Mexicain du Pétrole, Mexico, présentée par MM. M. Lys et J. Dercourt.
- M. Michel COULON, Faculté des Sciences de Reims, présenté par M^{me} P. Corsin et M. Cl. Heddebaut.
- M^{lle} Françoise BIGEY, Université de Paris VI, 4, place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05, présentée par M^{lre} D. Brice et M. Cl. Heddebaut.
- M^{lle} Marie-France PERRET, Université Paul Sabatier, Toulouse, présentée par MM. R. Mirouse et Cl. Heddebaut.
- M. Alphonse BLONDEAU, Université de Paris VI, 4, place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05, présenté par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.
- M. Jacques GODEFROID, Institut Royal des Sciences Naturelles, Bruxelles, présenté par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.
- M. Louis COUREL, Université de Dijon, présenté par MM. P. Vetter et J. Dercourt.

SEANCE ORDINAIRE DU 10 FEVRIER 1977

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président pour 1976

puis de M. M. WATERLOT, Président pour 1977

En ouvrant la séance, M. l'Abbé HEDDEBAUT s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Mes chers Collègues,

Arrivé au terme de mon mandat, je ne voudrais pas vous infliger l'épreuve d'un bilan détaillé et académique. L'ordre du jour de cette séance est chargé et c'est tant mieux ! Il est la preuve que la Société est vivante. Elle l'a montré par le nombre et la qualité des notes présentées cette année au cours de nos séances ordinaires, même si ces présentations n'ont pas toujours eu le nombre d'auditeurs qu'elles méritaient et si les notes écrites ont eu une fâcheuse tendance à augmenter.

Je tiens particulièrement à vous remercier tous des encouragements et du soutien effectif que vous m'avez apportés pour la réalisation de notre réunion de Novembre dernier. Je pense qu'elle a contribué à faire mieux connaître notre existence et la place que nous devons continuer à tenir dans l'étude du Paléozoïque. Certes la publication, activement menée par M^{me} CORSIN, des communications présentées, nous a posé et nous pose encore des problèmes financiers. Nous avons dû consentir à toucher à notre capital mais je pense qu'on verra d'ici quelques années qu'il s'agissait là d'un investissement productif.

J'aurais voulu aussi, cette année, intéresser davantage de monde, en particulier nos collègues de l'Enseignement secondaire, aux activités de la Société. Dans ce domaine, hélas, rien n'a pu être fait. Il y a là un gros point noir et un problème qui reste posé. Je sais qu'il préoccupe aussi mon successeur, M. WATERLOT. Je souhaite qu'il rencontre plein succès dans cet intérêt indispensible.

En terminant, je voudrais remercier les membres du Conseil pour l'aide que j'ai toujours trouvée auprès d'eux. Je ne veux pas les nommer tous mais je pense particulièrement à ceux qui quittent une charge souvent lourde : M. FLEURY, dont le sens des responsabilités et la précision ont été un des piliers de la Société ces dernières années ; M. LETHIERS, qui a pris en charge notre réunion de Novembre. En votre nom, je leur adresse notre merci.

Je passe maintenant les pouvoirs à M. WATERLOT. Je le fais en toute confiance car je sais combien il est attaché à la Société. Je suis sûr qu'elle sera en bonnes mains cette année !

Il cède sa place à M. Michel WATERLOT, Président pour 1977, qui prononce l'allocution suivante :

Monsieur l'Abbé, mes chers Collègues,

Avec une grande modestie, Monsieur l'Abbé, vous manifestiez quelques craintes l'an dernier, en prenant vos fonctions. Je suis certain qu'il n'est plus besoin de vous rassurer et qu'il est évident que vous avez mené notre Société de main de maître. Je pense, bien sûr, aux séances ordinaires, très intéressantes par la variété des communications et par la direction des débats animés par vos soins mais, évidemment, aussi à la remarquable séance spécialisée sur le Paléozoïque que vous avez organisée en Novembre et qui a connu le grand succès que l'on sait. De tout cela, Monsieur le Président, je vous remercie et me permets de vous féliciter en mon nom et au nom de notre Société.

Comme vous, je suis heureux de remercier les membres du Conseil de notre Société et plus particulièrement M. l'Abbé TIEGHEM, notre Trésorier, Madame CORSIN, Déléguée aux Publications et M. MANSY, Archiviste-Bibliothécaire. Je regrette que M. FLEURY soit amené à quitter ses fonctions de Secrétaire au moment où notre Société me fait l'honneur de m'élire comme Président, mais ce m'est un agréable devoir que de le remercier de la somme d'efforts fournie lors de son mandat. Les qualités d'organisateur et de courage de son successeur, M. MANIA, me rassurent pleinement, toutefois, quant à l'avenir de notre Secrétariat, un des principaux garants de la bonne marche de notre Société.

Il m'est agréable d'accueillir les nouveaux membres du Bureau et du Conseil et, plus particulièrement, mon ami Jean-Marie CHARLET, Premier Vice-Président 1977, fidèle de notre Société, témoin et acteur des relations anciennes, agréables et fructueuses entre notre Université et les géologues de Mons.

Par curiosité historique, j'ai recherché dans nos Annales ce qui se passait au sein de notre Société il y a cent ans, en 1877, sous la présidence de M. CHELLONEIX. C'est l'année où Jules GOSSELET publiait l'essentiel de ses travaux sur le calcaire de Givet et développait l'importante notion de Crêt du Condroz, où Charles BARROIS soutenait sa thèse sur la craie d'Angleterre et d'Irlande qui constituait le premier de nos Mémoires et, à ce sujet, je souhaite que ceux-ci puissent conserver dans l'avenir, leur contenu scientifique de grande valeur et leur présentation impeccable qui en font une série de renommée internationale.

D'autres sujets, d'actualité en 1877, l'ont été encore récemment et le seront peut-être de nouveau dans quelques années ; c'est ainsi que, synthétisant les résultats des sondages effectués à Sangatte, notre Président de 1877 se réjouissait de ce que la construction imminente du Tunnel sous la Manche ne devait pas rencontrer de sérieux obstacles.

Après cette évocation du passé, fût-il d'actualité, parlons du présent et de l'avenir.

Il est d'usage de proposer un programme d'activités pour l'année.

Mes activités scientifiques s'orientent dans deux directions différentes. Je m'intéresse, d'une part, depuis près de vingt ans, à l'étude de la stratigraphie du Paléozoïque des Pyrénées mais il serait superflu d'organiser une nouvelle séance spécialisée consacrée à ce sujet déjà traité en novembre 1976.

D'autre part, depuis quelques années, j'ai été amené à me rendre à plusieurs reprises dans des pays gondwaniens (Australie, Tasmanie, Inde) et à y envoyer de jeunes chercheurs. Je vous propose donc de prévoir une séance spécialisée consacrée à l'étude de la géologie gondwaniennne et j'ai demandé son appui et son accord à M. G. BLANT, Président du Groupe Français d'Etude du Gondwana. Cette réunion aurait lieu en novembre ou décembre 1977 et j'espère que son compte rendu constituera un des fascicules de nos Annales.

Certes, l'un des buts de notre Société est de diffuser les découvertes récentes effectuées par ses membres et, pour cela, je compte sur votre aide à tous. mais un autre but est d'organiser des conférences d'ordre général sur les sujets les plus divers de notre discipline. J'espère ainsi, lors de plusieurs de nos séances, faire venir des collègues acceptant de nous exposer des sujets généraux et mêler ainsi, au maximum, les étudiants de nos Universités à la vie de notre Société.

Voici, mes chers Collègues, le programme que je vous suggère et ne voulant pas retarder notre travail, je suis heureux de vous proposer de poursuivre l'ordre du jour de notre séance. Permettez-moi simplement, une fois encore, de vous remercier de votre confiance.

Après lecture des comptes rendus de l'Assemblée générale ordinaire du 6 janvier, M. WATERLOT donne la parole à M. l'Abbé TIEGHEM, Trésorier de la Société, qui présente

l'état financier de la Société Géologique du Nord pour l'année 1976. Il fait ensuite procéder à l'élection des nouveaux membres.

M. Miguel ARBIZU, Université d'Oviedo (Espagne), présenté par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.

M. Luis GARCIA-ALCALDE, Université d'Oviedo (Espagne), présenté par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.

M. Volker JACOBSHAGEN, Professeur à l'Université de Berlin, présenté par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.

M. G. LAPORTE, Service Régional de l'Aménagement des Eaux, Saint-Omer, présenté par MM. P. Celet et J. Sommé.

M. François-Xavier MASSON, Service Régional de l'Aménagement des Eaux, Saint-Omer, présenté par MM. P. Celet et J. Sommé.

M. Patrick DE LUCA, Faculté des Sciences de Rabat (Maroc), présenté par MM. G. Duée et D. Robillard.

M^{me} Christiane GACHELIN, U.E.R. de Géographie, Université de Lille I, présentée par MM. Cl. Heddebaut et J.J. Fleury.

Communications orales

A. BONTE. — Les déchets et la pollution des eaux souterraines (*).

G. SOULIEZ. — Quelques aspects de la protection des nappes (*).

G. SOULIEZ. — États de la pollution des nappes dans le Nord (*).

(*) Cette communication, à la demande de l'auteur, ne figurera pas dans les Annales de la S.G.N.

Témoins micropaléontologiques du Carbonifère moyen (Moscovien) de l'île de Rhodes (Grèce)

par M LYS (*) et P. LÉBOULENGER (**)

(Planche LII)

Sommaire. — L'étude micropaléontologique des blocs sédimentaires associés aux diabases sur la côte occidentale de l'île de Rhodes, baie de Kopria, fait ressortir la présence de Moscovien sup. (Myatchkovien inf.) apportant un jalon supplémentaire dans la paléogéographie de la Méditerranée orientale au Carbonifère moyen.

Summary. — The presence of Upper Moskovian microfaunas within sedimentary blocks associated with diabases in Kopria Bay on the W coast of the Island of Rhodes adds precision to the Middle Carboniferous paleogeography of the E. Mediterranean.

Au cours d'une étude géologique de l'île de Rhodes (Grèce), effectuée sous la direction du Professeur Aubouin, nous avons été amenés, S. Matesco et l'un de nous (P. L.), à préciser la stratigraphie de blocs sédimentaires associés aux diabases de la côte occidentale (4). Les échantillons, prélevés par l'un de nous (P. L.) ainsi que par Bonneau, ont été récoltés au N du village de Kritinia, au lieu-dit baie de Kopria (fig. 1a, b). Ils proviennent d'un amas chaotique de blocs variés situés dans une cuvette au pied de Calopetri, localité citée par Migliorini (6, 7). Emballés dans la masse de roches éruptives principalement constituées de diabases, différents faciès sédimentaires peuvent se rencontrer [cf. la description d'Orombelli et Pozzi (9)] :

- conglomérat polygénique et calcirudite à *Profusulinella*, etc., attribué par Orombelli (9) au Carbonifère moyen ;
- calcaire gris foncé à *Eteletes lamarcki* (Fisch.), *Mizzia fusulinella*, etc., attribué par Orombelli (9) au Carbonifère moyen-supérieur ;

(*) Laboratoire de Géologie Historique, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université Paris-Sud, 91405 Orsay (France).

(**) 73, Avenue E. Zola, 75015 Paris.

Note déposée le 10 Avril 1976.

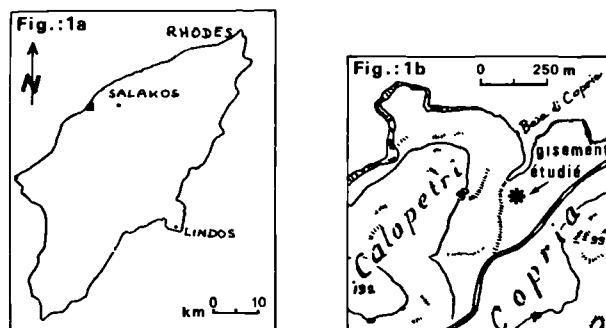


Fig. 1

- calcaire brun foncé, crinoïdique, à *Neospirifer cf. poststriatus* (Nikitin), *Urushtenia cf. pseudomedusa* (Tsch.), *Globivalvulina*, *Triticites* sp., attribué par Migliorini et Desio (7) à l'Ouralien, puis au Permien inférieur par Orombelli (9) ;
- calcaires argileux gris foncé à Tetracoralliaires, Carbonifère-Permien selon Orombelli (8) ;
- calcaires en plaquettes, calcaires arénacés à Radio-laires non datés.

On peut constater qu'il y a, pour le moins, diversité de faciès et d'âges allant du Carbonifère moyen au Permien inférieur selon les

auteurs cités. Il nous a semblé utile, dans cette note, d'apporter quelques précisions stratigraphiques déduites de l'analyse micropaléontologique approfondie de calcaires de la région de Kopria, même si nous n'avons pu retrouver tous les faciès cités par Migliorini et Desio, afin de lever en partie l'incertitude stratigraphique.

L'essentiel de la microfaune provient d'échantillons (PL 183, PL 186, SM 532) récoltés dans la localité décrite par Migliorini et Desio (7) au S de la baie de Kopria. Il s'agit de calcaires gris-brun à patine jaune, bio-clastiques, dolomités, avec présence d'ankerite, correspondant peut-être aux calcaires cités par Orombelli (9) [l.c.p. 500, b), ou l.c., p. 500, c)].

Les fragments de macrofaune reconnus sont des Crinoïdes, des Bryozoaires (abondants), des Brachiopodes, des Gastéropodes.

L'examen micropaléontologique effectué par l'un de nous (M. L.) a montré une association d'Algues et de Foraminifères très variés et en grand nombre, de faciès benthique littoral.

— Algues (dét. Vachard) (*) :

Amorfia cf. *A. jalinki* Rác
Mellporella cf. *M. anthracoporellaformis* Rác
Ungdarella uralica Maslov
Beresella erecta Maslov et Kulik
Epimastopora bodoniensis Rác
Donezella lutugini Maslov (très abondantes)
Algues phylloïdes

Il est intéressant de signaler l'habitus particulier (accolement des tubes) de *Beresella erecta* (Pl. LII, fig. 1).

— Foraminifères :

Tuberitina bulbacea Gall. et Harlton
Tuberitina collosa Reitlinger
Archaeosphaera inaequalis (Derville)
Climacammina elegans Moeller
Endothyra bowmani simplex Reitl.
Endothyra minuta Reitl.
Endothyra mosquensis Reitl.
Endothyra aff. *E. mosquensis* Reitl.
Endothyra spirilliformis Brazh. et Pot.
Endothyra spirilliformis evoluta Reitl.
Endothyranella donbassica Sosnina
Endothyranella gracilis Rauser
Bradyina aff. *Br. nautiliformis* Moeller
Bradyina pauciseptata Reitl.
Globivalvulina minima Reitl.
Globivalvulina mosquensis Reitl.
Tetrataxis paraconica Reitl.
Tetrataxis parviconica Lee et Chen
Eoliasiodiscus galinae Reitl.

(*) Nous tenons à remercier D. Vachard d'avoir bien voulu déterminer le biotope algair de ces niveaux.

Fusulina myatchkovensis Rauser
Fusulina myatchkovensis subsp. *peskensis* Rauser
Fusulina aff. *F. myatchkovensis peskensis* Rauser
Fusulina cf. *cylindrica* subsp. *domodedovi* Rauser

Quelques remarques peuvent être apportées concernant certaines espèces qui ont été trouvées dans ce niveau :

Endothyra aff. *E. mosquensis* semble très proche de *E. pseudobradyi* Brazh.

Bradyina aff. *Br. nautiliformis*, du fait de la section incomplète, pourrait être confondue avec *Br. pseudonautiliformis* Reitl.

Bradyina pauciseptata Reitlinger, dont les paramètres : hauteur 0,60 mm, spirale haute, 8 loges dont 3 1/2 au dernier tour, hauteur de la dernière loge 0,22 mm, paroi 25 μ , diamètre du proloculus 50 μ , correspondent à l'espèce décrite par Reitlinger en 1950 (11).

Notre attention a été particulièrement attirée sur les Fusulines existant dans ces échantillons. De nombreuses sections, malheureusement souvent mal orientées, nous ont cependant permis de reconnaître les paramètres de deux espèces (et une de leurs variétés) décrites par Rauser-Cernousova dans le Moscovien de la plateforme russe (10).

Fusulina myatchkovensis, selon Rauser, est restreinte à la partie inférieure du Myatchkovien, les autres *Fusulina cylindrica domodedovi* et *F. myatchkovensis* subsp. *peskensis* ayant une répartition Myatchkovien *sensu lato*. On peut donc en déduire que nos échantillons relèvent d'un niveau stratigraphique bien précis Moscovien supérieur (horizon Myatchkovien inférieur).

Nous étant attachés, d'autre part, à valoriser dans ce biotope les petits Foraminifères grâce aux travaux de Reitlinger (11), nous avons pu arriver, selon la méthode utilisée pour le Carbonifère moyen du Bassin Cantabrique (5), à une datation déduite à la fois des Fusulines et des petits Foraminifères.

En tenant compte de l'origine allochtone du matériel de Rhodes, l'examen global de ce biotope pourrait amener à des comparaisons avec d'autres régions méditerranéennes en ce qui concerne la paléogéographie du Moscovien (*) ; il nous apparaît en tous cas avoir de grandes

(*) Le Moscovien supérieur (Myatchkovien) autochtone est connu au Sud, en Tunisie, en Lybie, ainsi qu'au Sahara (Illizi, bassin de Polignac, et Nili).

analogies avec ceux des bassins carbonifères (Moscovien) de la plate-forme russe et du Sud-Oural.

Une étude ultérieure de l'ensemble des faciès serait indispensable. Ne pouvant pour l'instant, en l'absence du matériel original, discuter de l'attribution stratigraphique des échantillons examinés par Orombelli, il nous semble toutefois que les âges respectifs du Carbonifère moyen, Carbonifère supérieur, Permien inférieur donnés par Orombelli (8, 9) pourraient se res-

treindre à un Carbonifère moyen (éch. 38 de Calopetri), à la rigueur Carbonifère supérieur pour un autre (éch. 43 de Copria) et non au-delà, pour ces blocs sédimentaires de l'ensemble de Kopria ("diabase-radiolarite de Kopria") (ou "porphyrite-radiolarite de Kopria" fide Aubouin). En ce qui concerne sa position structurale par rapport à la nappe du Prophitis Ilias, elle a fait l'objet de différentes interprétations d'Orombelli et Pozzi (9), de Aubouin et Dercourt (2), Guernet (3) et nous-mêmes (4).

BIBLIOGRAPHIE

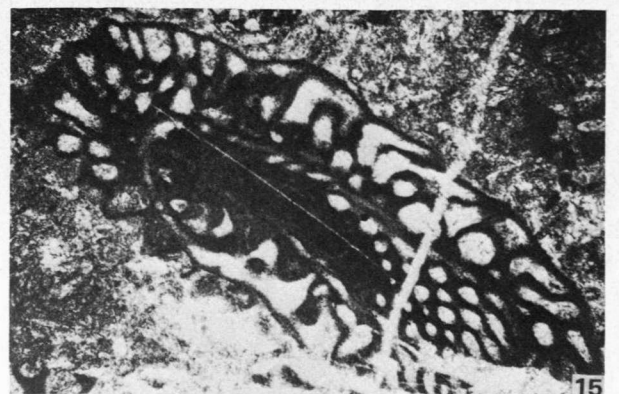
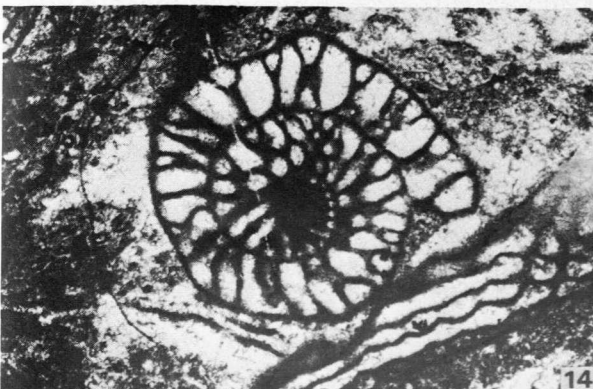
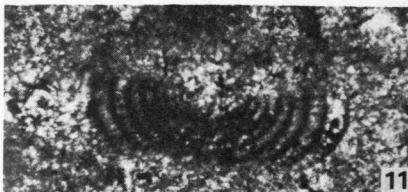
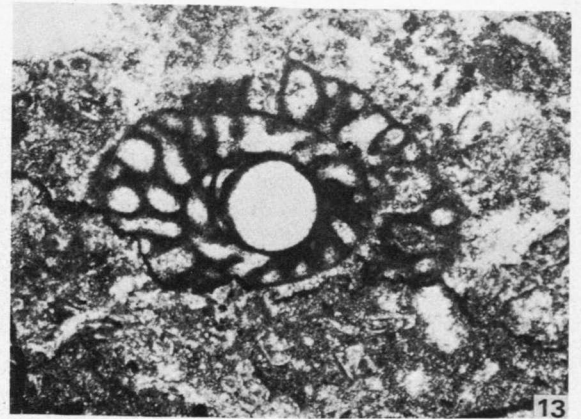
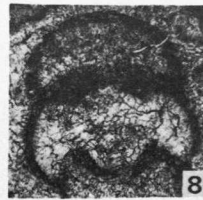
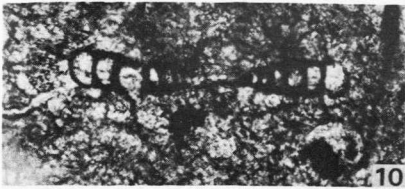
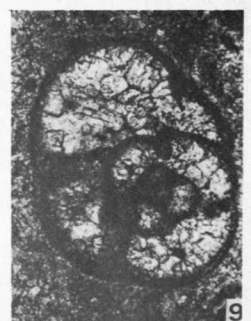
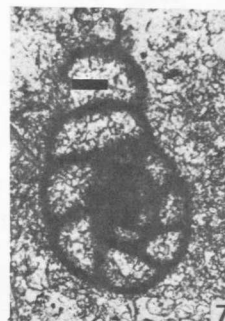
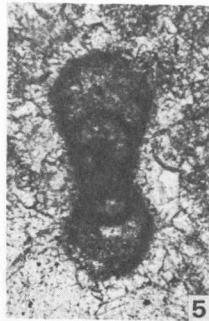
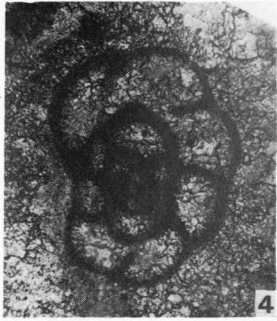
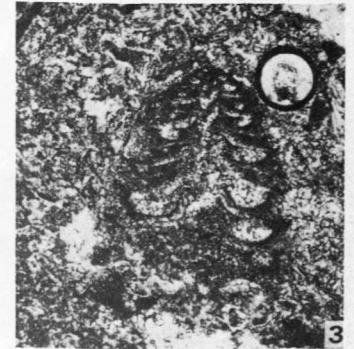
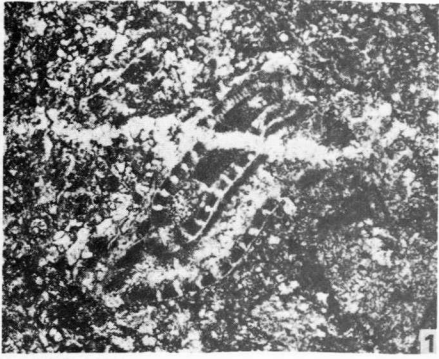
- 1) AISENBERG et al. (1963). — Stratigraphie du Carbonifère du bassin du Donetz. *Trav. Inst. Geol. Ac. Sc. Ukraine*, Kiev, ser. 37, p. 1-182 (en russe).
- 2) AUBOUIN J. et DERCOURT J. (1970). — Sur la géologie de l'Égée : regard sur le Dodécanèse méridional (Kassos, Karpathos, Rhodes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XII, p. 455-472.
- 3) GUERNET Cl. (1974). — Le massif de l'Elaphocampos, l'île de Rhodes et les Hellénides. *C.R. Ac. Sc.*, t. 278, sér. D, p. 813-815.
- 4) LÉBOULENGER P. et MATESCO S. (1975). — Contribution à l'étude géologique de l'arc Egéen. L'île de Rhodes. *Trav. Dépt. Géol. Struct. Univ. P. et M. Curie*, Paris. Thèse 3^e cycle, p. 137-140, 194-195, fig. 49, Pl. XI.
- 5) LYS M. (in WAGNER R.H. et al.). (1975). — The post-Leonian basin in Palencia : a report on the stratotype of the Cantabrian stage. *Symp. on Carbon. Strat., Proc.*, Prague, sept. 1973. *Geol. Surv.*, Prague.
- 6) MIGLIORINI C. (1925). — *Geologia di Rodi. L'Agricoltura coloniale*, anno XIX, n. 1-2, Firenze, p. 9.
- 7) MIGLIORINI C. et DESIO A. (1931). — Il Carbonifero nell'Isola di Rodi (Egeo). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 49, p. 345-354.
- 8) MUTTI E., OROMBELLI G. et POZZI R. (1970). — Geological studies on the Dodecanese islands (Aegean sea). IX - Geol. map Isl. Rhodes (Greece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, Athènes, 22, p. 118-121.
- 9) OROMBELLI G. et POZZI R. (1967). — Il Mesozoico nell'Isola di Rodi (Grecia). *Riv. Ital. Paleont.*, v. 73, n° 2, p. 409-536.
- 10) RAUSER-CERNOUSOVA D.M. et al. (1951). — Les Fusulinidés de la plate-forme russe et des régions limitrophes. *Trav. Inst. Geol. Ac. Sc. URSS*, Moscou, p. 1-339, 58 pl. (en russe).
- 11) REITLINGER E.A. (1950). — Foraminifères des dépôts du Carbonifère moyen de la plate-forme russe à l'exclusion de la famille des Fusulinidae. *Trav. Inst. Geol. Ac. Sc. URSS*, 126, (ser. geol. 47), 125 p., 22 pl. (en russe).

* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE LII (*)

- Fig. 1. — *Beresella erecta* Maslov et Kulik. Ech. SM 532 (pl. m. 1). Gr. = 26.
- Fig. 2. — *Climacammina elegans* Moeller. Ech. PL 186 (pl. m. 2). Gr. = 34.
- Fig. 3. — *Tetrataxis paraconica* Reitlinger. Ech. PL 183 (pl. m. 2). Gr. = 35 ; et *Tuberitina collosa* Reith. (en haut à droite).
- Fig. 4. — *Endothyra mosquensis* Reitlinger. Ech. PL 183 (pl. m. 3). Gr. = 100.
- Fig. 5. — *Endothyra spirilliniformis evoluta* Reitlinger. Ech. PL 183 (pl. m. 1). Gr. = 100.
- Fig. 6-7. — *Endothyranella gracilis* Rauser.
6. - Ech. PL 183 (pl. m. 3). Gr. = 120.
7. - Ech. PL 183 (pl. m. 1). Gr. = 100 (avec juvénarium à enroulement visible).
- Fig. 8. — *Endothyranella donbassica* Sosnina. Ech. PL 183 (pl. m. 2). Gr. = 48 (détail de loge).
- Fig. 9. — *Bradyina pauciseptata* Reitlinger. Ech. PL 183 (pl. m. 1). Gr. = 58.
- Fig. 10-11. — *Eolasiodiscus galinae* Reitlinger.
10. - Ech. SM 532 (pl. m. 1). Gr. = 135.
11. - Ech. PL 186 (pl. m. 1). Gr. = 130.
- Fig. 12. — *Globivalvulina minima* Reitlinger. Ech. PL 183 (pl. m. 1). Gr. = 90.
- Fig. 13. — *Fusulina myatchkovensis* Rauser. Ech. PL 183 (pl. m. 5). Gr. = 38. Juvenarium avec proloculus (325 μ de diamètre intérieur, 375 μ extérieur).
- Fig. 14. — *Fusulina myatchkovensis* Rauser. Ech. PL 183 (pl. m. 2). Gr. = 22.
Fusulina myatchkovensis subsp. *peskensis* Raus. (section équatoriale, au milieu).
Fusulina myatchkovensis (sect. tangentielle, en bas à droite).
- Fig. 15. — *Fusulina myatchkovensis* subsp. *peskensis* Raus. Ech. PL 183 (pl. m. 1). Gr. = 43 (section sub-axiale).

(*) Les échantillons PL 183, PL 186, SM 532 proviennent de la localité au S de la baie de Koprja. Les plaques minces (pl. m.) sont conservées dans la collection M. Lys.



Le groupe paléogène de Kerghana (Afghanistan du SW) Implications paléogéographique et structurale

par Jean-Pierre CARBONNEL (*) et Alphonse BLONDEAU (**)

(Planche LIII)

Sommaire. — Les principaux affleurements paléogènes d'Afghanistan du SW sont étudiés au point de vue micropaléontologique. Le Paléocène supérieur à *Ranikothalia*, l'Ilerdien, le Cuisien et le Lutétien sont reconnus. Cette étude permet de décrire les conditions de formation et d'évolution tectonique de la région au Paléocène. On met en évidence une tectonique post-lutétienne très importante ; cette tectonique a débuté dès l'Ilerdien (Yprésien inférieur), par la subsidence d'une fosse bordière qui s'est accélérée puissamment au cours du Cuisien. Un schéma de collision entre la plaque indienne et le continent asiatique est proposé.

Summary. — The main paleogene outcrops of SW Afghanistan are studied in micropaleontological angle. Upper Paleocene with *Ranikothalia*, Ilerdian, Cuisian and Lutetian are observed. This study permits to describe the conditions of formation and the tectonical evolution of these series. The main tectonic phase is later Lutetian. The tectonics began from Ilerdian with a very important subsidence zone along a trench but during Cuisian these motions are quicken. A scheme of collision between Indian plate and asian continent is proposed.

Le Paléogène du Sud des chaînes centrales d'Afghanistan a été peu étudié et c'est uniquement à l'E et au SE de Kaboul qu'il a livré des faunes suffisamment abondantes pour qu'il soit caractérisé avec une relative précision (Menessier, 1961, 1969, 1970 et 1976). Dans cette région, les assises surmontant la série de Kotagae ont ainsi fourni un âge Eocène inférieur - Eocène moyen ; la formation d'Azrao, un âge Paléocène - Eocène inférieur et dans la chaîne d'Altimour, trois formations différentes sont datées du Cuisien moyen au Lutétien moyen.

Par ailleurs, dans la région de Khost, Kaeffer (1967) a décrit plusieurs niveaux paléogènes et en particulier a mis en évidence le Paléocène à *Ranikothalia nuttali*.

Par ailleurs, en Afghanistan Central, est signalée *Ranikothalia nuttali* (Kaeffer, 1967) dans le Paléocène de la région de Khost, et dans les

calcaires de la région d'Azrao et de Zim Tiza, au SE de Kaboul (Menessier et Kaeffer, 1976).

Au SW de ces régions, au niveau de Mokur et de Qalat, deux types d'affleurements permettent d'observer ce Paléogène (fig. 1) :

— des chaînons essentiellement calcaires orientés en général NE-SW, émergent de la plaine de remblaiement récent de Mokur et du sillon de Qalat,

— des paquets de calcaires paléogènes sont coincés dans le compartiment faillé de la faille de coulissement de Chaman sur son tronçon Chaman-Mokur. On notera que ces affleurements sont tous situés à l'Ouest de cette grande faille et qu'aucun niveau calcaire n'a, jusque-là, été trouvé dans l'énorme série grés-argileuse, considérée comme éocène, située à l'E et formant les premiers chaînons du Beloutchistan afghan.

(*) Mission Scientifique Française en Afghanistan, c/o Ambassade de France, Kaboul.

(**) Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géologie des Bassins sédimentaires, 4, Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Note déposée le 10 Avril 1976.

I. — LES GISEMENTS

1) Le groupe de Kerghana.

Situé à environ 10 km à l'E de Mokur, le chaînon mummulitique de Kerghana est isolé au

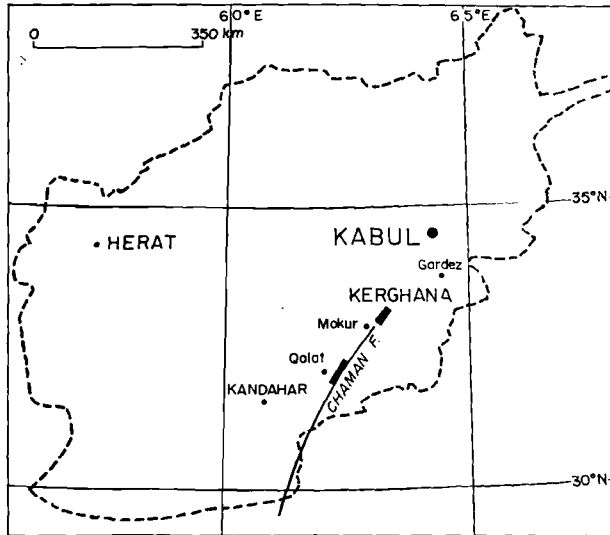


Fig. 1

milieu d'une grande plaine alluviale quaternaire. Orienté NE-SW, il fait partie d'une série de compartiments de même orientation correspondant à une zone de cisaillement s'intercalant entre les deux "coins tectoniques" de Kaboul au Nord et de Qalat au Sud. Il est limité au Nord par une faille NE-SW et son extrémité SW est décrochée par une série de failles senestres NS (Carbonnel, 1976).

La coupe étudiée ici a été faite à environ 3 km de l'extrémité ouest du chaînon, transversalement aux structures. Elle est épaisse d'environ 500 m, avec des pendages subverticaux principalement sur le flanc septentrional du chaînon. Deux affleurements isolés dans la plaine à 50 et 500 m du bord nord du chaînon principal complètent cette coupe (fig. 2).

Au point de vue structural, l'ensemble affecte la forme d'une épaisse série violemment compressée avec des pendages disposés en éven-

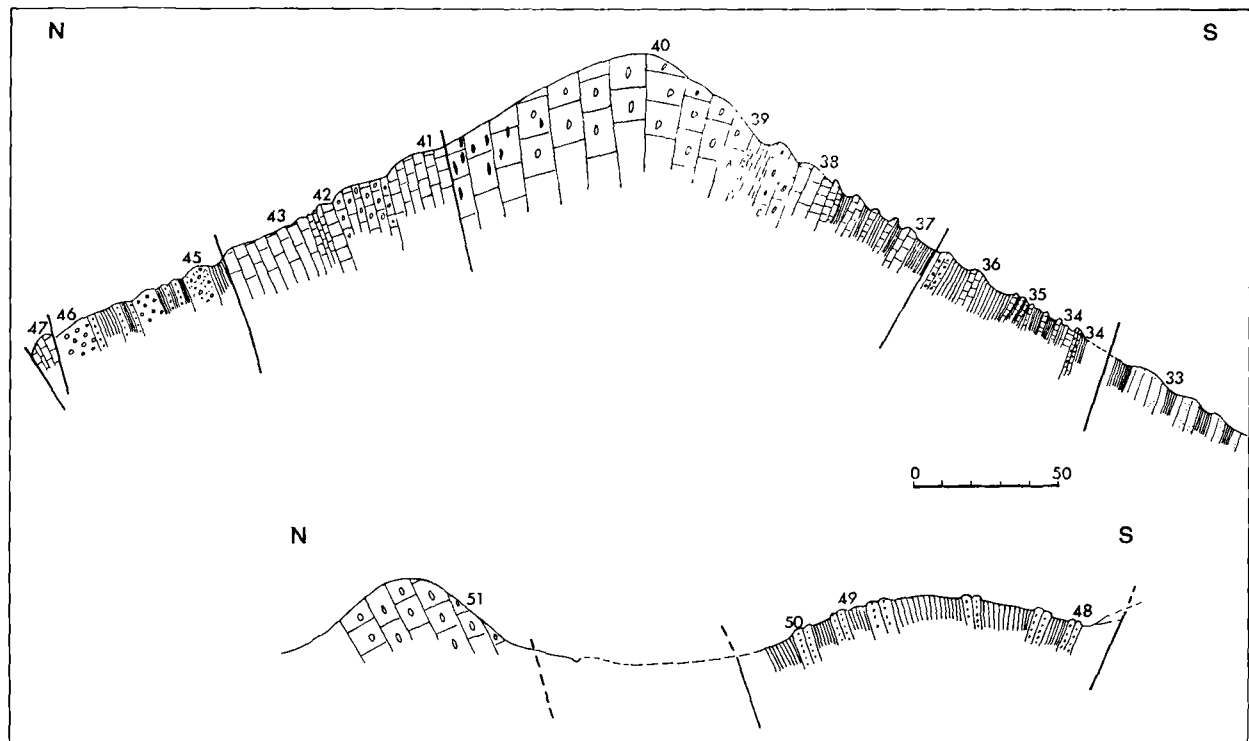


Fig. 2

tail de part et d'autre du chaînon. Rien sur le terrain ne permet de mettre en évidence des failles ou des discordances au sein de la coupe.

L'ensemble du groupe de Kerghana est dominé par un énorme massif calcaire d'aspect bréchoïde formant le sommet du chaînon.

Le flanc nord débute par une série de schistes et grès verdâtres azoïques à patine brune avec des pendages subverticaux et un débit horizontal. Après une zone floue sans roche nettement en place qui pourrait être liée au passage d'une faille, on observe une série de calschistes alternant avec des calcaires à chailles, plus ou moins microconglomératiques et des calcaires bréchoïdes à Nummulites. Ces calcaires d'aspect bréchoïde témoignent de cycles sédimentaires dominés par des phénomènes très importants de remaniement en cours de sédimentation. Cette série se poursuit avec une augmentation progressive des calcaires qui montrent des traces de *slumping* (dirigé vers le NW) et deviennent de plus en plus laminées jusqu'à la masse sommitale où la stratification devient pratiquement invisible. On notera des traces nettes de schistosité oblique dans cette série à l'inverse de la série de base.

La masse calcaire sommitale se poursuit largement sur le flanc nord en se chargeant de plus en plus de niveaux à chailles auxquels font suite de gros bancs calcaires violemment injectés de calcite et d'une minéralisation diffuse rougeâtre peut-être de mercure. Des bancs épais de calcaires noirs très marmorisés finissent cette séquence. Une nouvelle séquence détritique apparaît avec des schistes lie-de-vin, des grès microconglomératiques de même couleur et des conglomérats versicolores à galets de radiolarites. Ce dernier niveau vient buter contre un paquet de calcaire plus ou moins dolomitique à coralliaires indéterminables ; il se trouve pincé en lentilles en bas de pente.

Après une cinquantaine de mètres sans affleurement, une butte peu élevée fait affleurer une alternance d'argilites brunes plus ou moins schisteuses et de calcaires oolithiques brun clair d'aspect microconglomératique à ciment micritique et à débris d'algues calcaires.

Un dernier affleurement situé environ à 500 m du précédent, fait apparaître de nouveau une épaisse série de calcaires massifs bréchoïdes à Nummulites.

2) Affleurements isolés de Nummulitique le long de la faille de Chaman.

Les affleurements étudiés ici sont situés à l'W de Qalat au niveau de la faille de Chaman. Leur position structurale par rapport à cette dernière est assez comparable.

La faille de coulissement de Chaman tranche les structures plissées des chaînes du Beloutchistan situées à l'E de façon nette et linéaire ; le compartiment situé à l'W se présente comme une plaine de remblaiement au milieu de laquelle émergent des affleurements essentiellement crétacés sans rapport direct avec elle ; au contact de la faille sur son flanc ouest, des lambeaux de terrains violemment tectonisés peuvent être considérés comme des coins tectoniques d'entraînement ; ces coins sont essentiellement formés de calcaires nummulitiques et de conglomérats versicolores injectés de serpentine. Quatre de ces affleurements ont été échantillonnés au point de vue faunistique ; ils s'étalent du village de Dab (au niveau de la piste de Qalat à Chinkay) au niveau de Kohé Taraki (feuille 702 AJ 1/50 000). Ce sont les échantillons 75/105, 74/45, 74/42, 75/32, 75/24.

Un dernier gisement (75/25) correspond à des galets de calcaire à Alvéolines contenus dans un niveau conglomératique de la série de schistes et argilites bruns "éocènes" de l'E de la faille au niveau de Kohé Taraki.

II. — LES ASSOCIATIONS FAUNISTIQUES

On trouvera ces associations sur le tableau I.

III. — COMMENTAIRES

1) Commentaires paléogéographiques.

Les résultats stratigraphiques ont été fournis par la détermination des grands Foraminifères reconnus en lames minces taillées dans du matériel induré. Quelques-unes de ces lames présentent un très beau microfaciès.

a) Assemblage à *Ranikothalia* : Paléocène supérieur.

Le genre *Ranikothalia*, créé par Caudri (1944), désigne des Nummulitidae dont les génotypes sont *Nummulites nuttali* Davies, 1927, (B) et *N. thalicus* Davies, 1927, (A). Ce couple de grands

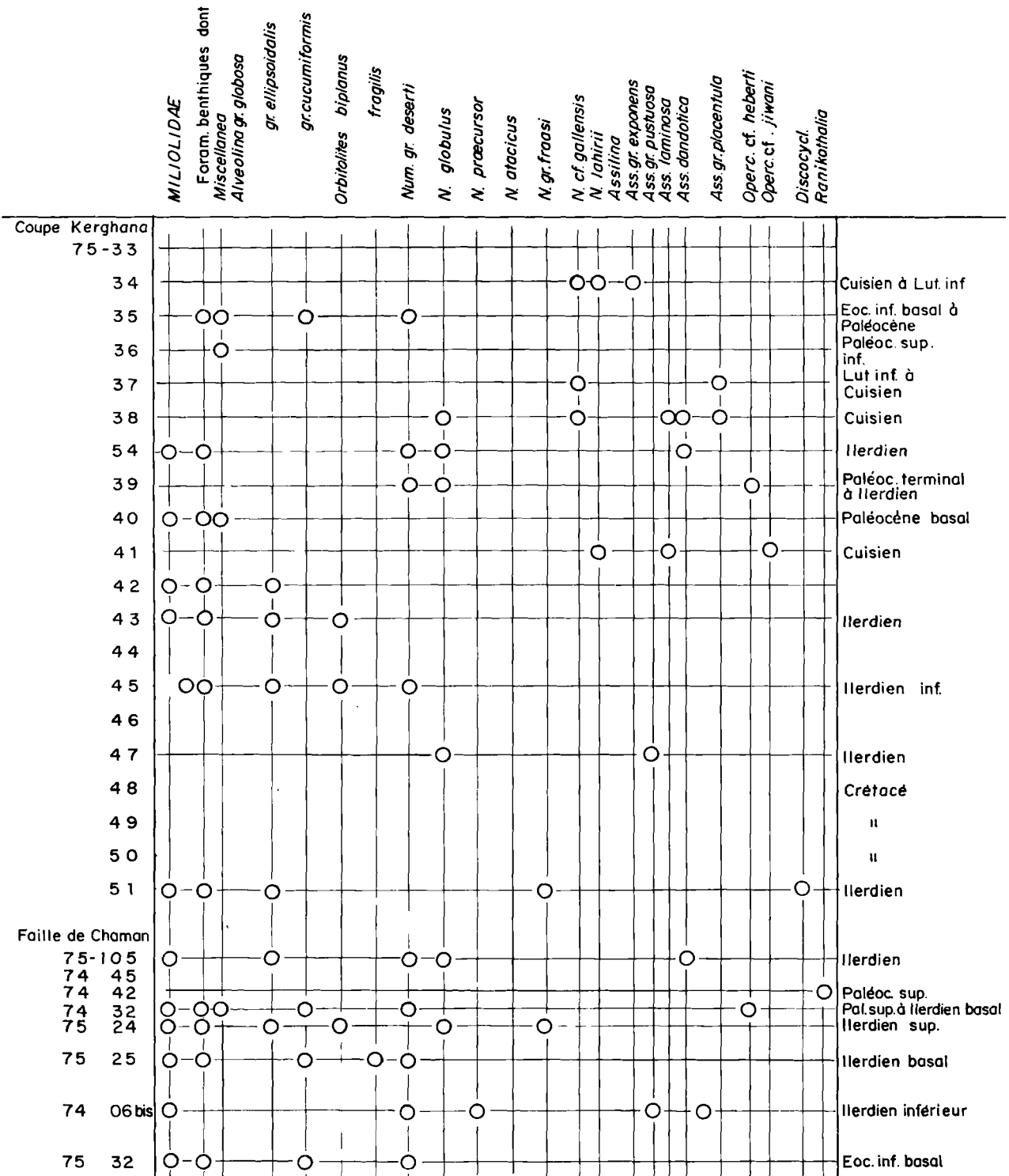


Tableau 1

Foraminifères provient des couches de Ranikot (Pakistan) ; nous les avons retrouvées ici, au sein d'un grès siliceux fin. La dispersion mondiale des *Ranikothalia* s'effectue selon une ceinture équatoriale : du Pakistan par la Libye, l'Afrique occidentale, à l'Amérique du Sud (Colombie, Vénézuéla, Guyane), et aux Iles Caraïbes et au Yucatan (Mexique). Les *Ranikothalia* disparaissent au Paléocène supérieur avant que les premières Nummulites apparaissent. Elles sont accompagnées d'une remarquable faune de petits Foraminifères benthiques (faune de Midway Stage décrite par Bergreen, 1971).

En lame mince, les formes B (microsphériques) sont évoluées comme les Operculines, les formes A (mégasphériques), involuées comme les Nummulites, les protoconques mesurant entre 200 et 500 μ .

b) *Assemblage inter et infratidal de l'Ilerdien.*

Cet assemblage se caractérise par l'association d'Alvéolines, d'Orbitolites, de Miliolites et de petites Nummulites globuleuses. Les Alvéolines ilerdiennes sont globuleuses, ou elliptiques, les Orbitolites sont encroûtées (Opertorbitolites) mais ceci est caractéristique du milieu. Les Nummulites globuleuses, ici les plus primitives (*N. gr. deserti*) ont trouvé un milieu favorable tout proche.

Cet environnement est tout à fait analogue à l'Ilerdien marin du Belouchistan (Hottinger, 1971), et plus proche de nous à celui des Corbières (Coustouges, Jonquières) et de l'Espagne du Nord (coupe de Tremp) (Hottinger et Schaub, 1960). Il représente un faciès d'arrière-banc, en milieu confiné et calme.

c) *Assemblage néritique du sommet de l'Eocène inférieur.*

Il se compose essentiellement d'Assilines, de Discocyclines et de Nummulites (éch. 75/34a). Cette association existe à l'Ilerdien (75/39) où elle est rare, mais surtout au Cuisien (75/38) et au Lutétien inférieur (75/37). Il représente un faciès d'avant-banc vers la mer ouverte.

2) **Commentaires stratigraphiques et structuraux.**

a) *Le groupe de Kerghana.*

L'analyse faunistique du groupe de Kerghana fait apparaître des séquences temporelles répétitives qui permettent d'isoler un certain nombre d'unités structurales. Ces dernières

ne peuvent être mises en évidence sur le terrain en l'absence de ces références. On peut ainsi isoler :

1) Une première unité correspondant aux schistes et grès azoïques (75/33) caractérisés par une schistosité horizontale. Elle se termine par une zone broyée correspondant certainement à une faille.

2) Une seconde unité allant des échantillons 75/34a à 75/36 compris s'étend du Lutétien au Paléocène supérieur et serait donc inverse.

3) Des points 75/37 à 75/40, la troisième unité est datée de la limite Lutétien-Cuisien à la base de l'Ilerdien. Les pendages sur le flanc sud de la coupe étant à dominance vers le Nord, on est en droit, là aussi d'inférer une inversion de la série.

4) La quatrième unité correspond aux échantillons 75/41, 42 et 43, allant du Cuisien à l'Ilerdien supérieur.

5) L'absence de fossiles caractéristiques dans la série détritique 75/44, 45, 46 n'implique pas qu'il faille la séparer de cette quatrième unité. Cependant le changement de faciès abrupt et surtout la datation dans la chaîne de l'Altimoir (Mennessier, 1969) de mêmes conglomérats versicolores au Cuisien moyen nous pousse à en faire une unité à part.

Le problème de l'âge du dépôt reste posé car les conglomérats versicolores sont hétérochrones (Paléocène à Eocène inférieur).

6) La lentille de calcaire à coraux 75/47 datant de l'Ilerdien inférieur doit, dans cette optique, être isolée et correspondre à un lambeau tectonique coincé entre deux failles.

7) L'affleurement de calcaires oolithiques correspondant aux échantillons 75/48, 49 et 50 ne présente aucune microfaune caractéristique. Cependant, la présence d'algues calcaires et principalement de *Pycnoporidium* sp. (*) nous incite à rattacher cette unité au Mésozoïque et plus particulièrement au Crétacé. On remarquera que ce faciès à oolithes n'est en effet pas signalé dans le Paléocène alors que nous le connaissons dans le Crétacé au S de Sotioy (Sud de Qalat) associé à des brèches calcaires roses.

(*) Cette détermination est due à M. A. Pognant, que nous remercions vivement.

8) Enfin, l'affleurement 75/51 où l'on retrouve de l'Ilerdien inférieur avec un faciès et une faune assez comparables à la grosse masse calcaire du sommet de la coupe (75/40), fournirait une huitième unité.

Les unités temporelles mises ainsi en évidence fournissent une image structurale de la coupe de Kerghana fort complexe avec une tectonique d'écaillés verticales crétacées et paléocènes. L'ensemble étant repris par des failles dont au moins celle limitant le bord septentrional du chaînon est une faille de coulissement. Cette tectonique est plus jeune que le Lutétien, mais a dû démarrer plus tôt — dès l'Ilerdien — en bordure d'un sillon en subsidence active comme en témoignent les faciès de remaniements (courants de boue calcaire, slumplings) dans les grosses masses calcaires.

Par ailleurs, l'unité la plus importante (la seconde) qui va du Paléocène supérieur au Lutétien, est environ épaisse de 60 m. Comparée à l'épaisseur (environ 80 m) de la quatrième unité qui ne comprend que l'Ilerdien supérieur et le Cuisien, on s'aperçoit de l'hétérogénéité de cette sédimentation et de ses grandes variations latérales, ce qui va dans le même sens que la remarque précédente.

Une unité (la première) n'a pu être datée. Son absence de rapport stratigraphique sûr avec les autres unités nous empêche d'émettre des hypothèses quant à son âge. Cependant, on notera la schistosité très différente de cette première unité par rapport à celle observée dans la seconde qui ne peut s'expliquer que par une histoire tectonique différente et donc un âge différent.

b) Les affleurements liés à la faille de Chaman.

Les cinq gisements situés à l'Ouest de la faille sont assez groupés dans le temps et correspondent au Paléocène supérieur et à l'Ilerdien. Il semblerait que le Cuisien calcaire fossilifère n'y existe pas, mais on notera que les gisements calcaires liés à la faille de Chaman sont presque toujours associés à des masses de conglomérats versicolores (principalement les échantillons 74/45, 74/42 et 75/32) qui sont considérés comme cuisien (Mennessier, 1969).

Par ailleurs, à l'E de la faille, nous avons trouvé des conglomérats contenant des galets de calcaires à Alvéolines (75/25) dont la microfaune date de l'Ilerdien basal.

On peut donc assurer que c'est au Cuisien qu'ont débuté les mouvements tectoniques de la région mais que c'est au Lutétien qu'ils ont pris une grande importance. La faille de Chaman entre Mokur et Chaman ne contient pas dans son compartiment d'entraînement de roches plus récentes que le Cuisien.

D'autre part, la base de la série béloutche située à l'E de la faille de Chaman n'est pas plus ancienne que l'Ilerdien qu'elle remanie.

CONCLUSIONS

La formation de Kerghana présente la coupe paléogène la plus complète actuellement connue dans le SW de l'Afghanistan.

Le Paléocène supérieur y est attesté avec les couches à *Ranikothalia* dont c'est un nouveau gisement en Afghanistan. L'extension vers le Sud, jusqu'à Mokur, de ce Paléocène, permettrait d'inférer l'existence d'un sillon sédimentaire rejoignant Mokur à Rawalpindi par la vallée d'Azrao (Mennessier, 1970) dès le Paléocène supérieur.

Cette sédimentation s'est poursuivie au moins jusqu'au Lutétien inférieur. Le bassin en subsidence importante dès la base de l'Éocène a rapidement subi les effets d'une tectonique violente sous l'effet de la convergence de la plaque indienne et du continent asiatique. C'est seulement après le Lutétien inférieur que le bassin paraît s'être définitivement fermé. La tectonique corrélative de plis couchés et d'écaillés a remobilisé les terrains antérieurs dont le Crétacé régional.

A l'E de la faille de Chaman, le bassin sédimentaire de Mokur a, dès l'Ilerdien, alimenté la fosse béloutche puisqu'on l'y retrouve en galets. Des phases d'émersion ont donc dû se produire dès la base de l'Éocène.

On en vient ainsi à se poser le problème de la faille de Chaman en tant que coupure structurale dans l'architecture de la région. Elle sépare deux domaines distincts dont la caractéristique la plus immédiate est la présence du Crétacé en affleurement uniquement à l'Ouest. Par ailleurs, son compartiment d'entraînement ouest remanie essentiellement de l'Ilerdien et du Cuisien.

L'absence de niveaux calcaires à Nummulites à l'E de la faille de Chaman, la localisa-

tion étroite de ces calcaires ainsi que la tectonique très violente qui les a compressés suggèrent qu'on a affaire à des lambeaux très restreints d'une sédimentation plus étendue. La disparition de cette couverture calcaire s'explique très bien si l'on émet l'hypothèse qu'à l'emplacement de la faille de coulissement actuelle de la région a fonctionné, lors de la collision des deux plaques, comme zone de subduction. La couverture calcaire paléogène aurait été ainsi absorbée en grande partie par l'aire de subduction, et c'est seulement après, que cette région aurait fonctionné comme faille de coulissement. L'époque de ce changement reste à préciser. Tout cela reste à préciser et n'est qu'une base d'études nouvelles possible.

On remarquera par ailleurs que les conditions de sédimentation de tout ce Paléogène militent en faveur de l'existence d'un étroit rebord continental au niveau de Kerghana. Une fosse océanique directement au S peut être supposée d'autant que la région connaît un assez grand développement "d'ophiolites"

datées du Tertiaire plus à l'E (région du Nord Paktia) (Bruggey, 1973).

Au SW de Mokur, au niveau de Sotjoy, nous retrouvons le Crétacé à Hippurites avec des récifs directement sur le flanc nord des charnières anticlinales, ce qui laisse supposer qu'à cette époque déjà nous nous trouvons devant des conditions paléogéographiques similaires à celles qui ont régné au Paléocène.

Ce schéma est très proche de celui mis en évidence par Bruggey (1973) dans le Paktia. Il y a continuité temporelle et structurale au sein d'un bassin sédimentaire crétacé-paléocène, au moins de Mokur (et certainement depuis Kandahar) à Gardez, Qaasim Khel et Asrao.

L'existence de ce bassin allongé est un argument supplémentaire pour faire passer la limite des deux plaques continentales, indienne et asiatique, par le tronçon de la faille de Chaman *sensu lato* compris entre Chaman et Mokur et par ce que nous avons appelé la "faille de Gardez", seules lignes séismiquement actives actuellement (Carbonnel, 1976).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BERGREEN W.A. et PHILLIPS J. D. (1971). — Influence of Continental Drift on the Distribution of Tertiary Benthonic Foraminifera in the Carribean and Mediterranean Regions. Reprint *Symposium on the Geology of Libya*, University of Libya, p. 263-299.
- 2) BRUGGEY J. (1973). — Mesozoikum und Alttertiär in Nord-Paktia. *Geol. Jb.*, B3, p. 3-61, 24 fig., 2 tabl.
- 3) CARBONNEL J.P. (1976). — La limite de la plaque indienne en Afghanistan. Nouvelles données géologiques et séismologiques. *Livre à la Mémoire de A.F. de Lapparent* (à paraître).
- 4) CAUDRI C.M.B. (1944). — The larger Foraminifera from San Juan de los Morros, State of Guarico, (Venezuela). *Bull. Amer. Pal.*, 28, n° 114, p. 355-412, 5 pl.
- 5) HOTTINGER L. (1971). — Larger Foraminifera common to Mediterranean and Indian Paleocene and Eocene formations. *Proc. Coll. Struct. Eoc.*, 1969. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. LIV, fasc. 4, part. 1, p. 145-151, 3 pl. (Budapest, 1971).
- 6) HOTTINGER L. et SCHAUB H. (1960). — Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens Einführung der Stufen Ilirdien und Biarritzien. *Eclogae gel. Helvetiae*, vol. 53, n°1, p. 453-480.
- 7) KAEVER M. von (1967). — Zur Geologie des Gebietes von Khost und Yakubi, SE-Afghanistan. *N. Jahrb. Geol. und Paläont.*, n° 6, p. 361-383.
- 8) MENNESSIER G. (1961). — Sur la présence du Nummulitique à l'Est de Kaboul (Afghanistan). *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 2578-2580.
- 9) MENNESSIER G. (1969). — Sur les formations paléogènes de la partie centrale de la chaîne d'Altimour (Afghanistan oriental). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 8, p. 314.
- 10) MENNESSIER G. (1970). — Sur l'âge (Paléocène - Eocène inférieur) et le prolongement vers l'Est de la formation d'Azraó (Afghanistan oriental, province du Logar et de Nangarhar). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 2, p. 64.
- 11) MENNESSIER G. (1976). — Nouvelles observations sur l'âge de la série de Kotagaé et les ultrabasites qui la surmontent ; incidence sur la structure du fossé de Kaboul (Afghanistan occidental). *C.R. Ac. Sc.*, t. 282, p. 1581-1583.
- 12) MENNESSIER G. et KAEVER M. von (1976). — Observations nouvelles sur les faunes de Foraminifères des formations paléocènes supérieures et Eocène de l'Afghanistan Central. *C.R. Ac. Sc.*, t. 282, p. 1929-1932.
- 13) SIGAL J., SINGH N.P. et LYS M. (1971). — Paleocene-Eocene boundary in the Jaisalmer Arca, India. *Journ. Foramin. Res.*, vol. 1, n° 4, p. 190-194.

EXPLICATION DE LA PLANCHE LIII (*)

Fig. 1-4. — Microfaciès à *Ranikothalia nuttalli* Davies.
Echantillon 75/42. Paléocène supérieur.

1. - Forme microsphérique (B), section axiale.
- 2-3. - Forme mégasphérique (A), section axiale.
4. - Forme mégasphérique (A), section équatoriale.

Fig. 5. — Microfaciès à *Alveolina* gr. *ellipsoidalis*, *Oper-
torbitolites biplanus*, Milieu infratidal. Ilerdien.
Echantillon 75/42.

Fig. 6. — Microfaciès à Alvéolines, Flosculines, Miliolés
et petites Nummulites globuleuses (*N. globulus*).
Ilerdien. Echantillon 75/45.

Fig. 7-8. — *Assilina* cf. *laminosa* Gill.

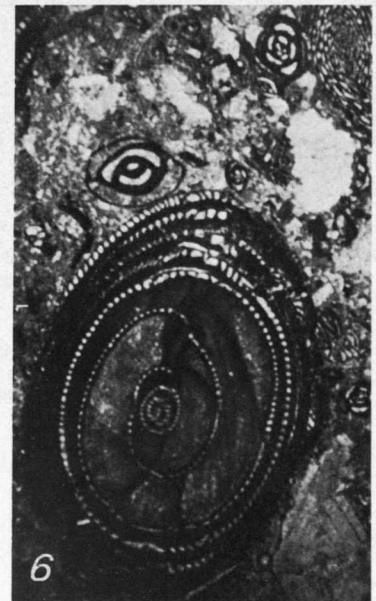
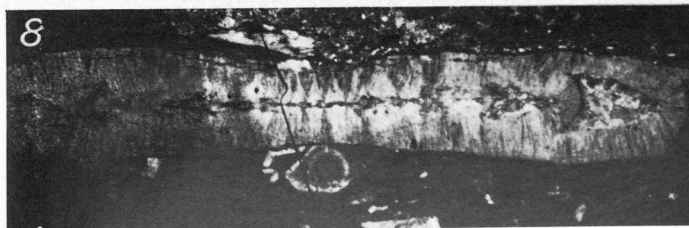
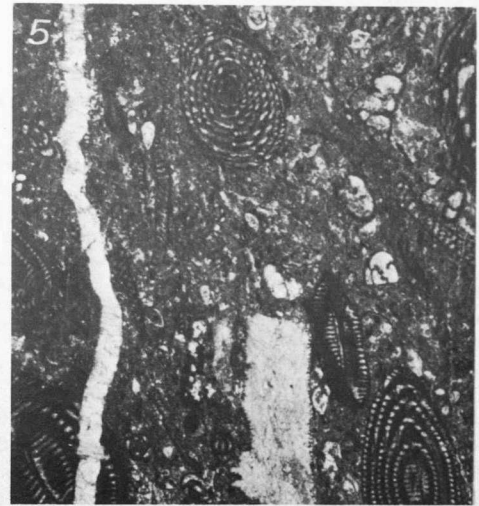
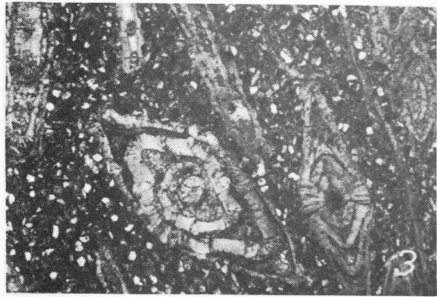
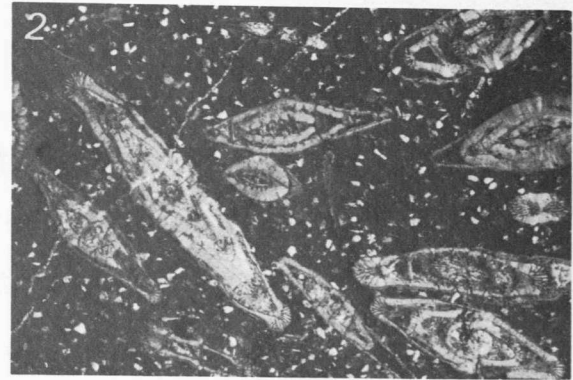
7. - Forme A.

8. - Forme B. Ilerdien. Echantillon 75/45 bis. Milieu
littoral profond.

Fig. 9. — Association de petites Nummulites (gr. *N.
deserti*) et *Lochkartia*. Eocène inférieur basal.
Echantillon 75/32.

Fig. 10. — Nummulites à piliers [cf. *granifer* ou *partschi*
(A)]. Cuisien. Echantillon 75/32.

(*) Grossissement général = 13.



A propos d'*Althaspis vimiensis* White (Vertébrés, Agnathes, Hétérostracés) du Dévonien inférieur de Vimy-Fresnoy (France, P.-de-C.) Essai sur la répartition géographique et stratigraphique du genre *Althaspis*

par A. BLIECK (*)
(Planche LIV)

Sommaire. — A partir de la description de nouvelles pièces provenant du Dévonien inférieur de Vimy-Fresnoy, la définition du genre *Althaspis* Zych est reprise et commentée. A la lumière de la répartition stratigraphique et géographique des différentes espèces de ce genre, l'auteur discute de l'emploi des Hétérostracés dans l'établissement d'une échelle biostratigraphique du Dévonien inférieur et aborde le problème de leur paléomilieu.

Summary. — On the basis of the description of new specimens from Lower Devonian of Vimy-Fresnoy, the definition of the genus *Althaspis* Zych is resumed and criticized. The stratigraphic and geographic distribution of the different species of this genus leads to a discussion on the use of Heterostraci in a Lower Devonian biostratigraphic scale. The problem of environment of these jawless vertebrates is considered.

I. — SYSTEMATIQUE

Dès 1956, White signale que le matériel d'Hétérostracés Pteraspida du Dévonien inférieur de France et de Belgique, décrit originellement sous le nom de "*Pteraspis dunensis*", correspond à trois espèces distinctes : *Pteraspis (Rhinopteraspis?) dewalquei*, *P. (R.) leachi* et *P. (R.) dunensis* s. str. Une quatrième espèce, provenant du fonçage de Vimy-Fresnoy (fosse n° 1), *Pteraspis (Althaspis) vimiensis* White (1960), avait été nommée "*Pteraspis dewalquei*" lors de sa découverte. Les grands Pteraspida du Dévonien inférieur franco-belge posent donc des problèmes de définition au niveau spécifique et de regroupement au niveau générique. La contribution de White dans ce domaine est fondamentale : elle porte sur la reconnaissance de la valeur des régions rostrale, branchiale et cornuade de la cuirasse comme critères de diagnose.

(*) Muséum National d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, F-75005 Paris.

Note déposée le 15 Décembre 1976.

Etudiant du matériel du Dévonien inférieur du Spitsberg, j'ai eu l'occasion de décrire une nouvelle espèce, *Althaspis anatrostra* (Blieck, 1975), et j'ai montré que l'ornementation de détail des rides de dentine des Pteraspida peut constituer un critère de diagnose des genres (Blieck, 1976).

Je propose ici d'analyser la définition du genre *Althaspis* à la lumière de ces quelques faits récents ; d'autre part, je donnerai une reconstitution de l'espèce *A. vimiensis* et nous verrons comment on peut envisager les migrations des représentants du genre, tel que je le définis, pendant le Dittonien, du Spitsberg jusqu'en Europe occidentale.

Ordre PTERASPIDA
Famille PTERASPIDIDAE

Genre *ALTHASPIS* Zych, 1931

Diagnose : - Bouclier dorsal étroit (largeur/longueur = 0,33-0,50), de longueur variable (50-228 mm). Plaque rostrale toujours plus longue

que large (largeur/longueur = 0,42-0,80), à surface ventrale préorale sans champ préoral, avec deux composants paraoraux développés. Ceinture orbitopinéale continue. Ouvertures branchiales situées bien en avant des coins postéro-latéraux du bouclier dorsal. Plaques cornuales en général bien développées. Epine dorsale souvent longue. Ornementation connue chez *A. anatirostra* où elle est constituée de rides fines à bords crénelés et à crête rectiligne, lisse et aiguë ».

Espèce-type : *Pteraspis sturi* mut. *elongata* Zych, 1927 et *Pteraspis lerichei* mut. *elongata* Zych, 1927 ; synonymes : *Podolaspis (Althaspis) elongata* Zych, 1931 et *Althaspis samsonowiczi* Tarlo, 1961.

Autres espèces : *Althaspis longirostra* (Zych), 1927 ; *A. leachi* (White), 1933 ; *A. kujdanowiensis* (Stensiö), 1958 ; *A. zychi* (Stensiö), 1958 ; *A. spathulirostris* (Stensiö), 1958 ; *A. pteraspidoïdes* (Stensiö), 1958 ; *A. althi* (Stensiö), 1953 ; *A. vimienensis* White, 1960 ; *A. anatirostra* Blicek, 1975.

Discussion.

Depuis les travaux de Zych (1927, 1931), bon nombre d'auteurs se sont penchés sur la systématique des Pteraspidae (Brotzen, 1933 ; Denison, 1967, 1970 ; Novitskaya, 1975 ; Obruchev, 1964, 1967 ; Stensiö, 1958, 1964 ; Tarlo, 1961 ; White, 1956, 1960). Il n'y a plus lieu de fonder la classification de ce groupe uniquement sur un caractère (tel que la structure du rostre) mais bien plutôt sur une série de caractères (Denison, 1970 ; Novitskaya, 1975). Le regroupement d'un certain nombre d'espèces dans le genre *Althaspis* permet d'illustrer ce point de vue.

Un des caractères qu'on retrouve chez tous les représentants du genre est la présence de rides de dentine transversales sur la surface ventrale préorale du rostre (*) : en ce sens, *Althaspis* n'a pas de champ préoral. Sur les

(*) La plaque rostrale des Pteraspidae comprend une lamelle dorsale et une lamelle ventrale.

Sur la lamelle ventrale, la " surface ventrale préorale " (" ventral preoral surface ", Denison, 1970, p. 3) est la surface ventrale du rostre située en avant de la bouche. Elle comprend à l'avant une " lamelle subrostrale " (Stensiö, 1958 à 1968) et à l'arrière une " lamelle postrostrale ascendante " (Stensiö, 1958 à 1968 ; " ascending lamella ", Denison, 1970, p. 3).

La lamelle subrostrale est appelée " champ préoral " (" preoral field ", White, 1956, p. 8 ; Denison, 1970, p. 3) lorsqu'elle est située plus haut que le reste de la surface ventrale et qu'elle n'est pas ornée de rides de dentine transversales.

formes *Pteraspis althi* Stensiö (1958), *Brotzenaspis pteraspidoïdes* Stensiö (1958) et *Pteraspis* sp. (Stensiö, 1958, fig. 149 A et B), la lamelle subrostrale porte de petites rides de dentine transversales irrégulières. Ces formes semblent donc pouvoir être rattachées à *Althaspis* (cf. Denison, 1970). Cependant, pour Novitskaya (1975), les formes *althi* et *pteraspidoïdes* ne sont pas des *Althaspis* à cause de leur rostre court et large.

D'autre part, pour cet auteur, " l'une des particularités fondamentales d'*Althaspis* " est la présence de " plaques paraorales " (Novitskaya, 1975, fig. 2). A mon avis, il est préférable de parler de " composant paraoral de la plaque rostrale " parce que cette région de la cuirasse des *Althaspis* n'est pas séparée de la lamelle postrostrale ascendante par une suture (cf. Stensiö, 1964, fig. 38 A : *A. kujdanowiensis* ; fig. 42 B : *A. zychi* ; fig. 59 A : *A. elongata*). La région correspondante des formes *althi* et *pteraspidoïdes* est inconnue : on ne peut donc rien en dire. Par contre, ce composant paraoral existe sur *A. anatirostra* du Spitzberg (Blicek, 1975, fig. B).

Denison (1970) et Novitskaya (1975) sont d'avis que *Pteraspis leachi* White est un *Althaspis*. Effectivement, la présence sur cette forme d'une toute petite plaque, ornée de stries concentriques et située au niveau de la crête médiane de la lamelle postrostrale ascendante, ne justifie pas son appartenance à un genre ou sous-genre différent d'*Althaspis* (White, 1956, fig. 3).

La région orbitopinéale des *Althaspis*, tenue par Novitskaya (1975) comme plus significative sur le plan évolutif que la région rostrale, est mal connue. Cette partie de la carapace semble néanmoins utile dans la détermination des espèces. Sur *A. anatirostra*, la plaque pinéale est petite, triangulaire et joint l'extrémité médiane des plaques orbitaires ; sur *A. elongata*, elle est large, en forme de V et est en contact avec les processus médians des plaques orbitaires suivant une suture rectiligne, comme sur *A. vimienensis*.

L'ornementation de détail des rides de dentine des Pteraspidae peut également être un caractère de diagnose (Blicek, 1975, 1976). Pour *Althaspis*, seule l'ornementation d'*A. anatirostra* est connue à l'heure actuelle ; on ne peut donc pas tirer de conclusion au niveau du genre.

ALTHASPIS VIMIENSIS White, 1960

1922. *Pteraspis dewalquei* Fraipont. Barrois, Pruvost et Dubois, p. 170.
1942. *Pteraspis dunensis*. Asselberghs, p. 38.
1945. *Pteraspis dewalquei*. Corsin, p. 5.
1948. *Pteraspis rostrata* Agassiz. Leriche, p. 295.
√* 1960. *Pteraspis (Althaspis) vimiensis* nov. sp. White, p. 2-8 ; p. 4, fig. 1-2 ; Pl. I, II et III, fig. 1-5.
1966. *Pteraspis dunensis*. Dollé et Legrand, fig. 2.
1967. *Pteraspis dewalquei* (sic). Delattre, Le Maître et Waterlot, p. 224.
1969. *Pteraspis dewalquei*. Delattre, p. 81.
1975. *Althaspis vimiensis* White. Novitskaya, p. 78.
1975. *Althaspis vimiensis* White. Blicek, p. 75.

Matériel : Deux boucliers dorsaux incomplets, montrant : plaque rostrale, plaque pinéale, disque dorsal et épine dorsale, en vue interne (Muséum National d'Histoire naturelle, Paris, n° VIF 001 et 002).

Horizon stratigraphique : Schistes et grès bigarrés de Vimy ; Gédinnien supérieur.

Localité : Fosse n° 1 de Vimy-Fresnoy ; profondeurs : — 341 et — 368 m.

Diagnose (White, 1960 emend.) : « Longueur totale du bouclier dorsal : 138-150 mm. Disque dorsal assez large. Plaque rostrale longue, triangulaire, à bord antérieur arrondi. Plaque pinéale assez large, en forme de V, touchant l'extrémité médiane des plaques orbitaires. Plaques orbitaires à processus médian assez long, et quadrangulaire. Plaques branchiales assez longues avec de grandes ouvertures branchiales dirigées dorsalement et vers l'arrière. Epine dorsale longue (environ 70 mm). Disque ventral long (environ 125 mm) et assez étroit, à bord antérieur arrondi. Rides de dentine de taille variable ».

Description.

Les deux pièces ont été recueillies le 14 janvier 1913 par Lafont, alors directeur de la Compagnie de Vimy. Elles proviennent des profondeurs — 341 et — 368 m de la fosse n° 1 de Vimy et complètent nos connaissances d'*A. vimiensis* (*).

La description de cette espèce a été faite par White qui a clairement démontré qu'elle est différente de *P. dewalquei* Fraipont (cf. White, 1956, 1960) des grès et schistes verts de Saint-Hubert. Cet auteur a retracé les péripéties de sa nomenclature, traduites ici par la liste de synonymes.

Le spécimen VIF 001 (— 341 m ; Pl. LIV, fig. 1) montre la partie antérieure de la lamelle ventrale de la plaque rostrale. Cette portion de plaque est couverte de rides de dentine transversales comme sur tous les *Althaspis* ; on compte 8 rides par millimètre comme sur les autres rostres d'*A. vimiensis* (White, 1960, p. 7). Les parties latérales du rostre, des plaques orbitaires et du disque dorsal manquent. La plaque rostrale a une longueur médiane dorsale de 53 mm. La plaque pinéale fait 5 mm de long sur 13 mm de large ; elle est en V avec une suture antérieure anguleuse, une suture postérieure arrondie et des sutures latérales rectilignes. La longueur médiane du disque dorsal est de l'ordre de 80 mm. La longueur totale du bouclier dorsal est donc de 138 mm. L'empreinte de l'épine dorsale a près de 70 mm de longueur.

Le spécimen VIF 002 (— 368 m ; Pl. LIV, fig. 2) est plus long puisque la longueur totale du bouclier dorsal dépasse 150 mm. L'empreinte de la lamelle dorsale de la plaque rostrale, longue de 62 mm, porte 6 rides de dentine par millimètre en son centre ; cette empreinte montre en partie les canaux sensoriels supra-orbitaires rectilignes. La plaque pinéale a la même forme que celle du spécimen VIF 001 ; ses dimensions sont de 6 mm sur 15 mm. Le processus médian de la plaque orbitaire gauche est rectangulaire sur environ 6 mm puis s'élargit rapidement vers l'orbite. Le disque dorsal a une suture antérieure sinueuse comparable à celle des autres pièces d'*A. vimiensis* (White, 1960, p. 4, fig. 1 et Pl. I, fig. 1) ; la longueur de cette plaque peut être évaluée à 80-82 mm, sa largeur maximale semble être de l'ordre de 70 mm. Cette pièce présente l'empreinte de la partie antérieure de l'épine dorsale.

(*) White (1960, p. 2-3) donne une liste du matériel récolté lors du fonçage du puits. *A. vimiensis* est représenté par 20 spécimens numérotés de A à V. Ce matériel a malheureusement été éparpillé : les pièces F, H, I, L, N, O, P, R, T se trouvent actuellement au Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés et de Paléontologie Humaine de l'Université P. et M. Curie (Paris VI) sous les numéros VF3, 4, 5, 8, 12, 13, 14, 24, 25, avec d'autres spécimens incomplets (VF6, 7, 10, 11, 16) que je pense pouvoir attribuer à *A. vimiensis*. Le reste du matériel original (dont l'holotype) est conservé à l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique (Bruxelles) ; le British Museum of Natural History (Londres) possède des moulages des pièces A, B, D, E, J, K (communications personnelles). Les deux pièces que je décris ici font partie de la collection de Vertébrés de l'Ecole des Mines, actuellement déposée au Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris).

Les renseignements que nous fournissons ces deux spécimens, associés à ceux de White (1960), permettent de proposer une reconstitution de la partie antérieure de la carapace céphalothoracique d'*A. vimiensis* (fig. 1).

Les rides de dentine des deux pièces VIF 001 et 002 sont usées (Blieck, 1976, Pl. XV, fig. 4) ; l'ornementation de détail d'*A. vimiensis* est donc, à l'heure actuelle, encore inconnue.

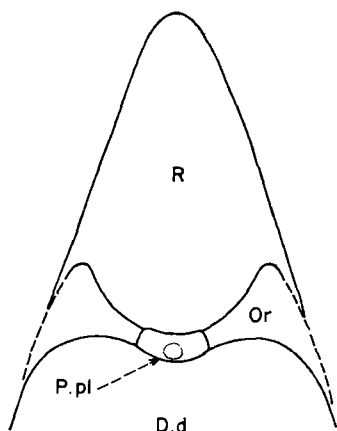


Fig. 1. — Reconstitution de la partie antérieure du bouclier dorsal d'*Althaspis vimiensis* White, Gédinnien supérieur, Vimy-Fresnoy (France) en vue dorsale ; d'après White (1960) et le matériel de l'auteur. Gr. = 2/3.

D.d : disque dorsal. — Or : plaque orbitaire. — P. pl : plaque pinéale. — R : plaque rostrale.

Discussion.

Parmi les formes que je rapporte au genre *Althaspis*, *A. vimiensis* évoque les espèces à long rostre de Podolie, par la lamelle ventrale sans gradin subrostral latéral de la plaque rostrale et par la morphologie de la lamelle post-rostrale ascendante de cette même plaque (Stensiö, 1964, fig. 38 A : *A. kujdanowiensis* ; fig. 42 B : *A. zychi* ; fig. 59 A : *A. elongata*). Cependant, sur *A. vimiensis*, la plaque rostrale a des bords latéraux plus réguliers et un bord antérieur plus arrondi que sur *A. elongata* et elle est plus longue que celle d'*A. kujdanowiensis* (White, 1960, p. 7 et Pl. II, fig. 1).

Par ailleurs, elle diffère des *Althaspis* de petite taille *A. althi* et *A. pteraspidoïdes* par l'ornementation de la lamelle subrostrale (Stensiö, 1964, fig. 54 A et B).

A. vimiensis est environ trois fois plus longue qu'*A. anatirostra* dont elle diffère par la forme du rostre et de la région orbitopinéale (Blieck, 1975, fig. A). Par contre, *A. vimiensis* est environ deux fois plus petite qu'*A. leachi* dont le rostre est plus effilé (White, 1938, fig. 10).

II. — LES REPRESENTANTS DU GENRE *ALTHASPIS* DANS LE DEVONNIEN INFÉRIEUR

Le genre *Althaspis* regroupe des espèces très inégalement connues. Les traits marquants de leur morphologie sont : la présence de rides de dentine transversales sur la surface ventrale du rostre qui est long, voire très long, et l'existence d'une ceinture orbitopinéale continue où la plaque pinéale est souvent en forme de V.

Je regroupe dans ce genre :

a) une espèce de petite taille, *A. anatirostra*, caractérisée par une plaque rostrale et un bouclier dorsal un peu plus larges relativement que chez les autres *Althaspis* (Blieck, 1975, 1976) ;

b) des espèces de grande taille, *A. elongata*, *A. longirostra*, *A. vimiensis* auxquelles il semble qu'on puisse rattacher *A. kujdanowiensis*, *A. zychi* et *A. spathulirostris* ;

c) une espèce très grande, *A. leachi*, qui me semble proche de *Rhinopteraspis dunensis* en ce qui concerne la morphologie du rostre (Tarlo, 1961 : White, 1938, 1956, 1960).

Les formes *A. althi* et *A. pteraspidoïdes*, trop peu connues, s'intègrent mal dans ce schéma.

Si la systématique d'*Althaspis* que je propose et qui reprend celle de Denison (1970) (*) et en grande partie celle de Novitskaya (1975) est confirmée, il est intéressant de noter les grandes lignes de la succession chronologique des formes en Europe.

Le genre débute par une espèce petite, *A. anatirostra* de l'horizon "Vogti" du Spitsberg, équivalent de la partie inférieure du Dittonien moyen du Pays de Galles (Blieck, 1976 ; Goujet et Blieck, 1976). Il se poursuit par des espèces

(*) Denison (1970) inclut dans le genre *Althaspis* l'espèce *P. whitei* (Denison, 1955). A mon avis, même si l'ensemble des caractères de cette espèce en fait un intermédiaire morphologique possible entre *Protopteraspis* et *Althaspis*, il est préférable de la considérer comme un représentant du genre *Protopteraspis*, à cause de sa taille, de sa plaque rostrale large et courte et de son bouclier dorsal large.

de grande taille : 1) *A. elongata*, *A. longirostra*, *A. kujdanowiensis*, *A. zychi*, *A. spathulirostris* des "transition beds" de l'étage de Czortkow et de l'Old Red de Podolie, équivalents probables du Dittonien moyen et supérieur (Brotzen, 1933 ; Obruchev et Karatajute-Talimaa, 1967) ; 2) *A. vimiensis* des schistes et grès de Vimy (Gédinien supérieur de l'Artois, France), équivalents de la partie supérieure du Dittonien moyen (White, 1956). Le genre *Althaspis* se termine par une espèce très grande, *A. leachi* du Dittonien supérieur du Pays de Galles ("Pt. leachi zone" du "Sandstone-Cornstone Group") et du Siegenien inférieur de l'Ardenne [gisements de Paliseul, Rossart, Nonceveux et Wihéries I (White, 1956 ; Schmidt, 1959)].

On pourrait donc suivre la migration des *Althaspis* depuis le Spitsberg vers la Podolie et, de ce centre de radiation, vers le Massif Ardenno-Schisteux Rhénan et, au-delà, vers l'Artois et le Pays de Galles. Au cours de cette migration, qui dure pendant tout le Dittonien, la carapace céphalothoracique s'allonge, le rostre devient plus pointu et effilé, les processus médiaux des plaques orbitaires et latéraux de la plaque pinéale deviennent plus longs, donnant une ceinture orbitopinéale continue chez les dernières espèces. Cette évolution aboutirait à *Rhinopteraspis dunensis* du Bréconien du Pays de Galles et de ses équivalents de l'Ardenne (*) et du Massif Schisteux Rhénan (**).

Un argument fait pencher en faveur de cette hypothèse : la succession *vimiensis-leachi-dunensis* en Artois-Ardenne et *leachi-dunensis* en Pays de Galles et en Ardenne (White, 1956 ; Schmidt, 1959).

III. — LE CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE

L'imprécision de nos connaissances sur la distribution des aires continentales et épicontinentales au Dévonien ainsi que sur le milieu des Vertébrés d'alors nous conduit à la prudence

(*) Siegénien moyen (gisements du Tal des Hoyoux et de Wihéries II) et Siegénien supérieur (gisements de Pepinster et de Saint-Vith) (White, 1956 ; Schmidt, 1959).

(**) Siegénien supérieur ("Ulmen- und Herdorf-Gruppe" ; gisements de Fuhrts-Bach et Riwels-Bach) et Emsien inférieur (gisements d'Heimbach et Kreuzweingarten) (White, 1956 ; Schmidt, 1959).

dans la reconstitution des différentes provinces fauniques.

Si, pendant longtemps, les Vieux Grès Rouges ont été considérés comme des dépôts continentaux, il semble de plus en plus admis que ces séries détritiques silurodévonienne se sont déposées en milieu marin. Ainsi, certains auteurs anciens (Asselberghs, 1925) reconnaissent déjà un caractère de formation littorale aux couches rouges à Ostracodermes du Dévonien inférieur de la région Artois-Ardenne. Cette hypothèse a été reprise et développée récemment à propos du Dévonien inférieur de Matringhem-Vincly (Delattre, Leclercq et Waterlot, 1976). Dollé et Legrand (1966) vont jusqu'à supposer des dépôts de fond de baie pour le Dévonien inférieur de l'Artois.

D'autre part, l'analyse des faunes d'Invertébrés, parallèlement à celle des Vertébrés, du Dévonien du Spitsberg et de Podolie nous conduit à admettre un milieu marin (Goujet et Blicek, 1976).

Dans ces conditions, si l'on imagine que les Ptéraspides étaient installés à la périphérie du "Continent nord-atlantique" dans des eaux dont nous ignorons encore la salinité, l'hypothèse que j'émetts à propos de la migration des représentants du genre *Althaspis* (fig. 2) est d'autant plus vraisemblable. Soumis à des influences tant continentales que marines, ces animaux benthiques habitaient la zone littorale des mers épicontinentales qui bordaient les chaînes calédoniennes du continent. Il leur était donc possible de migrer le long de ces côtes et de se réunir aux autres éléments de la faune : Bivalves, Acanthodiens, Thélodontes, Ostéostracés.

CONCLUSION

L'hypothèse d'un milieu marin littoral pour les Vertébrés inférieurs des Vieux Grès Rouges européens est, à mon sens, plus féconde que celle de milieux continentaux séparés. Dans le cadre de cette hypothèse, on peut suivre la migration des représentants du genre *Althaspis*, pendant le Dittonien, le long des côtes du continent nord-atlantique, depuis le Spitsberg jusqu'au Pays de Galles. L'espèce *A. vimiensis* de Vimy-Fresnoy est un élément de cette lignée. D'autre part, cette étude confirme que certaines

formes de Vertébrés inférieurs, entre autres les Hétérostracés, sont de bons fossiles et permettent d'établir une échelle biostratigraphique du Dévonien inférieur (Turner, 1973 ; White, 1956 ; Schmidt, 1959). La confrontation des don-

nées paléontologiques avec celles de la sédimentologie et de la paléogéographie des continents (Dineley, 1973 ; Halstead et Turner, 1973) pourra seule nous aider dans la reconstitution des milieux du Dévonien.

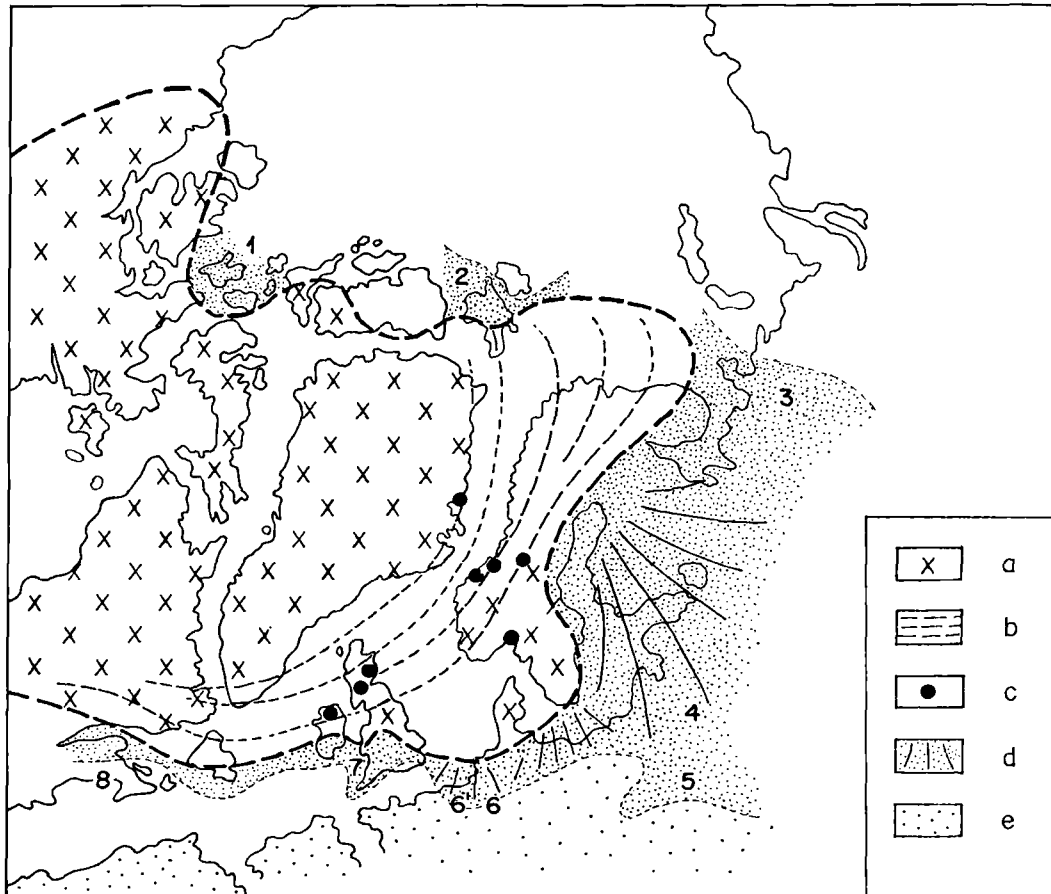


Fig. 2. — Répartition géographique des représentants du genre *Althaspis* au Dittonien.

Terres émergées = "Continent nord-atlantique".

- a : boucliers canadien et scandinave
- b : plissements calédoniens et acadiens
- c : dépôts lacustres (eau douce)

Plateau continental (mers épicontinentales).

- d : deltas sous-marins (influences marines et continentales)
- e : influence marine seule

1, Arctique canadien. — 2, Spitsberg (*A. anatirostra*). — 3, Nord-Timan. — 4, Pays Baltes. — 5, Ukraine (Podolie : *A. elongata*, *A. longirostra*, *A. kujdanowiensis*, *A. zychi*, *A. spathulirostris*). — 6, Massif Schisteux Rhénan. — 6', Artois-Ardenne (*A. vimienensis*, *A. leachi*). — 7, Pays de Galles (*A. leachi*). — 8, Canada (Nouvelle Ecosse).

Cadre paléogéographique d'après Dineley (1973), Halstead et Turner (1973), Turner (1973) modifié.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ASSELBERGHS E. (1925). — Le Hunsrückien inférieur au Nord de la faille de Harzè. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydr.*, 34, p. 117-120. Bruxelles.
- 2) ASSELBERGHS E. (1942). — Sur l'extension verticale de *Pt. dunensis* en Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 66, Bull., p. 33-39. Liège.
- 3) BARROIS C., PRUVOST P. et DUBOIS G. (1922). — Considérations générales sur les couches silurodévonniennes de l'Artois. *Mém. Soc. Géol. Nord*, 6, 2 (2), p. 163-225. Lille.
- 4) BLIECK A. (1975). — *Althaspis anatirostra* nov. sp., Ptéraspide du Dévonien inférieur du Spitsberg. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 3, p. 74-77. Paris.
- 5) BLIECK A. (1976). — Contribution à l'étude des Hétérostracés de l'Horizon "Vogti" (Dévonien inférieur du Spitsberg). *Thèse Doctorat 3^e cycle*, 102 p. Paris.
- 6) BROTZEN F. (1933). — Die Silurischen und Devonischen Fischvorkommen in Westpodolien I. *Palaeobiologica*, 5, p. 423-466. Wien.
- 7) CORSIN P. (1945). — Les Algues de l'Eodévonien de Vimy (Pas-de-Calais). *Mém. Soc. Sc., Agricult., Arts, Lille*, 5, 9, 86 p.
- 8) DELATTRE C. (1969). — Les grands traits géologiques de l'Artois. *In Géologie du Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX (1), p. 79-90. Lille.
- 9) DELATTRE C., LECLERCQ F. et WATERLOT M. (1976). — Sur le Dévonien de Matringhem-Vincly (Pas-de-Calais, France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, (1), p. 21-26. Lille.
- 10) DELATTRE C., LE MAITRE D. et WATERLOT G. (1967). — Le Dévonien inférieur et ses limites dans le Nord de la France. *In Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites. Mém. B.R.G.M.*, 33, (2), p. 215-226. Paris.
- 11) DENISON R.H. (1955). — Early Devonian Vertebrates from the Knoydart Formation of Nova Scotia. *Fieldiana : Zool.*, 37, p. 449-464. Chicago.
- 12) DENISON R.H. (1967). — A new *Protaspis* from the Devonian of Utah, with notes on the classification of Pteraspidae. *J. Linn. Soc. London (Zool.)*, 47, 311, p. 31-37.
- 13) DENISON R.H. (1970). — Revised Classification of Pteraspidae with description of new forms from Wyoming. *Fieldiana : Geol.*, 20, 1, 41 p. Chicago.
- 14) DINELEY D.L. (1973). — The Fortunes of the early vertebrates. *Geology*, 5, p. 2-20. Cardiff.
- 15) DOLLE P. et LEGRAND F. (1966). — Quelques observations sur le Siluro-Dévonien charrié du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVI, (2), p. 143-151. Lille.
- 16) GOUIET D. et BLIECK A. (1976). — The vertebrate fauna of the Vogti horizon (Red Bay Group, Vestspitsbergen). A comparison with the Lower Devonian "fish" assemblages of the Baltic and Podolian areas. *In International Colloquium on the Middle Paleozoic Fishes*, Tallinn (sous presse).
- 17) HALSTEAD L.B. et TURNER S. (1973). — Silurian and Devonian Ostracoderms. *In Atlas of Palaeogeography*, p. 67-79, Hallam A., éd., New-York.
- 18) LERICHE M. (1948). — Sur la faune du Grès de Wihéries (Dévonien inférieur). *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydr.*, 56 (3), p. 280-298. Bruxelles.
- 19) NOVITSKAYA L.I. (1975). — Vers une révision des Ptéraspides dévoniens de Podolie. *Palaeont. Zhurnal*, 4, p. 72-85. Moscou (en russe).
- 20) OBRUCHEV D.V. (1964). — Podklass Heterostraci (Pteraspides). *In Osnovui Paleontologii*, Orlov J.A., éd., 11, p. 45-82. Moscou (en russe).
- 21) OBRUCHEV D.V. (1967). — Subclass Heterostraci (Pteraspides). *In Fundamentals of Paleontology*, 11, p. 45-82, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem (traduit du russe).
- 22) OBRUCHEV D.V. et KARATAJUTE-TALIMAA V.N. (1967). — Vertebrate faunas and correlation of the Ludlowian-Lower Devonian in Eastern Europe. *J. Linn. Soc. London (Zool.)*, 47, p. 5-14.
- 23) SCHMIDT W. (1959). — Grundlagen einer Pteraspiden-Stratigraphie im Unterdevon der Rheinischen Geosynclinale. *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen*, 5, 82 p. Krefeld.
- 24) STENSIÖ E.A. (1958). — Les Cyclostomes fossiles ou Ostracodermes. *In Grassé P.P., Traité de Zoologie*, 13, 1, p. 173-425. Masson, éd., Paris.
- 25) STENSIÖ E.A. (1964). — Les Cyclostomes fossiles ou Ostracodermes. *In Piveteau J., Traité de Paléontologie*, 4, 1, p. 26-382. Masson, éd., Paris.
- 26) STENSIÖ E.A. (1968). — The Cyclostomes with special reference to the diplyletic origin of the Petromyzontida and Myxinoidea. *In Current Problems of Lower Vertebrate Phylogeny*, Nobel Symposium, 4, p. 13-71. Stockholm.
- 27) TARLO L.B. HALSTEAD. (1961). — *Rhinopteraspis cornubica* Mc Coy, with notes on the classification and evolution of the Pteraspides. *Acta Palaeont. Polonica*, 6, 4, p. 367-400. Warszawa.
- 28) TURNER S. (1973). — Siluro-Devonian thelodonts from the Welsh Borderland. *J. Geol. Soc.*, 129, 6, p. 557-584. London.
- 29) WHITE E.I. (1938). — New Pteraspids from South Wales. *Quart. J. geol. Soc. London*, 94, p. 85-115.
- 30) WHITE E.I. (1956). — Preliminary note on the range of Pteraspids in Western Europe. *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique*, 32, 10, 10 p. Bruxelles.
- 31) WHITE E.I. (1960). — Notes on Pteraspids from Artois and the Ardenne. *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique*, 36, (1), 6, 15 p. Bruxelles.
- 32) ZYCH W. (1927). — Old-Red Podolski. *Prace Polsk. Inst. Geol.*, 2, 1, 65 p. Warszawa (en polonais, résumé en français).
- 33) ZYCH W. (1931). — Fauna Ryb Dewonu i Downtonu Podola. Pteraspidomorphi : Heterostraci. *Publ. Paleontologicheskii Sbornik*, 1, a, 91 p. Lwow (en polonais).

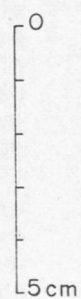
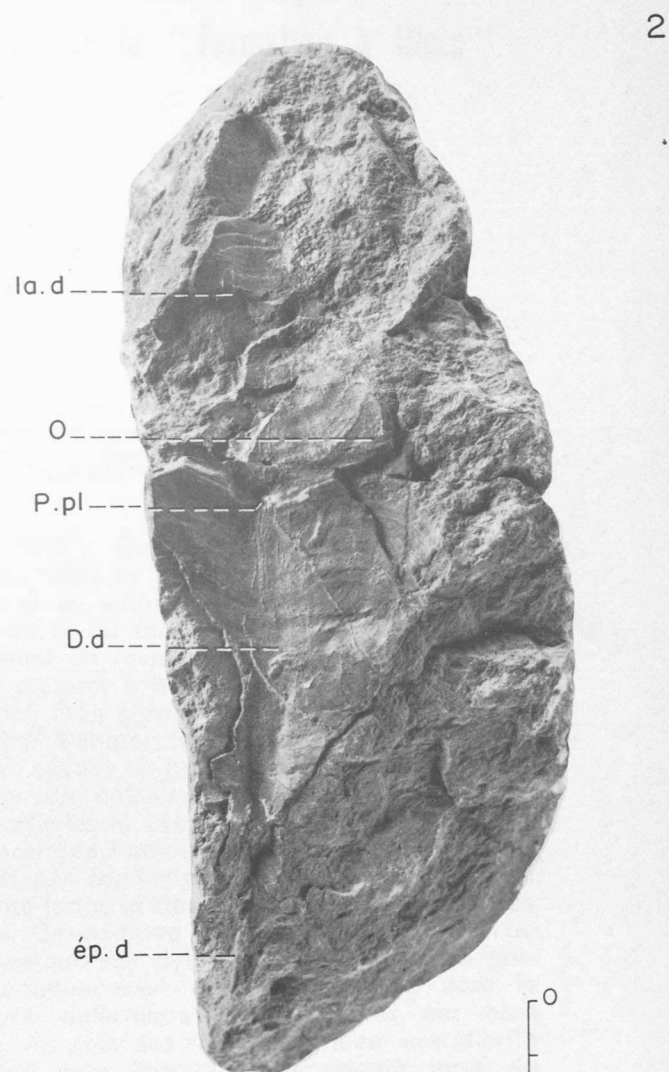
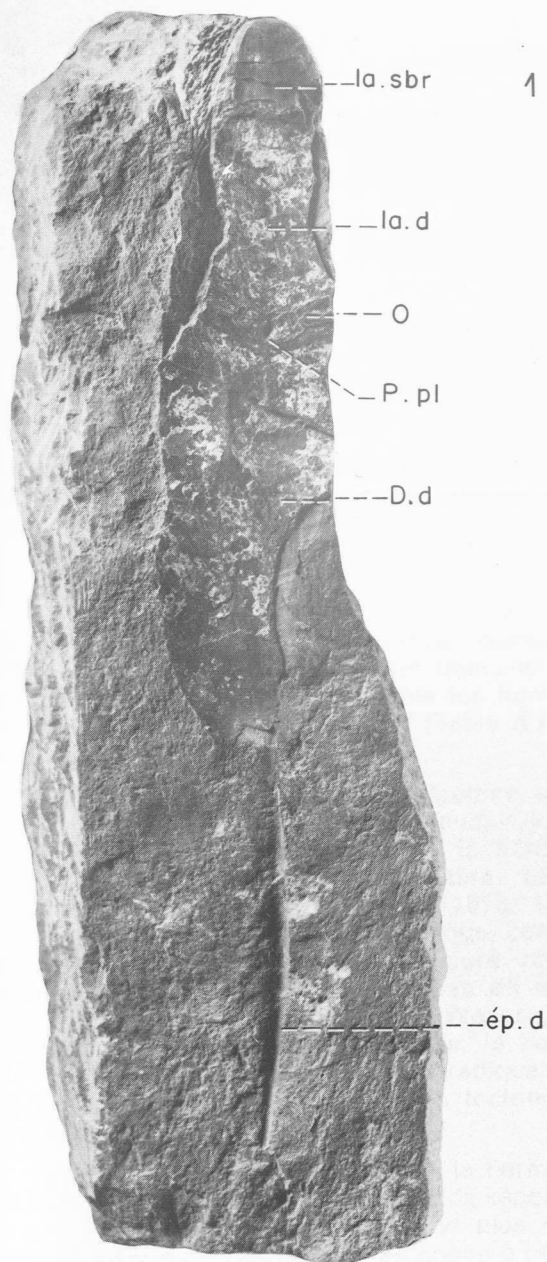
EXPLICATION DE LA PLANCHE LIV

Fig. 1 et 2. — *Althaspis vimiensis* White, Gédinnien supérieur, Vimy-Fresnoy (France). Bouclier dorsal en vue ventrale.

D. d : disque dorsal. — **ép. d** : trace de l'épine dorsale. — **la. d** : lamelle dorsale de la plaque rostrale en vue ventrale. — **la. sbr** : lamelle subrostrale de la plaque rostrale. — **O** : plaque orbitaire. — **P. pl** : plaque pinéale.

1. - Spécimen VIF 001 (Mus. nat. Hist. nat., Paris).
Gr. = 2/3 environ.
2. - Spécimen VIF 002 (Mus. nat. Hist. nat., Paris).
Gr. = 2/3 environ.

————— « —————



Mise en évidence d'importants affleurements de roches éruptives à la base de la nappe du Pinde-Olonos, au sein de la "Formation à Blocs" (Péloponnèse, Grèce)

par Patrick DE WEVER (*)

Sommaire. — En Péloponnèse, au sein de la "Formation à Blocs", existent d'importants affleurements de roches éruptives que nous avons datées du Trias. L'analyse de ces roches offre un jalon nouveau dans la connaissance du volcanisme triasique des zones helléniques externes. Elles pourraient s'apparenter notamment au complexe volcanique du même âge, décrit dans le Pinde septentrional.

Summary. — In Peloponnese, important outcrops of eruptive rocks within the "Formation à Blocs" are dated Triassic. The analysis of these rocks brings a new stake to the knowledge of the triassic volcanism in the hellenic external zones. These rocks may be related to the volcanic complex, of the same age, described in Northern Pindos.

En Péloponnèse, au sein de la nappe du Pinde-Olonos, un domaine externe débité en écaillés, à l'W, se différencie d'un domaine plus interne, à l'E, non écaillé, où seuls les horizons supérieurs sont bien représentés (Table d'Arcadie) (Dercourt, 1964).

Dans le secteur oriental, le Crétacé supérieur et l'Eocène de la nappe du Pinde-Olonos, reposent sur différents termes de la série de Gavrovo-Tripolitza par l'intermédiaire de la "Formation à Blocs" (De Wever, 1975, 1976). Cet ensemble, essentiellement pélitique, contient des blocs isolés de taille et de nature variées dont la surface présente des indices de tectonisation et de résédimentation (De Wever, 1975, 1976). Dans le secteur des écaillés, la Formation à Blocs n'est visible que sporadiquement, toujours laminée entre deux unités tectoniques (fig. 1).

Là où elle est bien représentée, la Formation à Blocs contient parfois de très grands xénolithes dont le plus important est aussi le plus vaste affleurement de roches éruptives connu à ce jour dans les Hellénides externes (Aubouin, 1959 ;

Celet, 1962 ; Dercourt, 1964 ; Terry, 1969 ; Tsoflias, 1969), et le seul à présenter des faciès grenus. Il se situe dans le massif du Dhrakovouni, au N du massif du Ménalon. On y voit notamment un ravin aux bords escarpés entaillant et mettant à nu une série de tufs et cinérites bien lités surmontant des roches grenues. Les pyroclastites, fréquemment silicifiées, ont parfois l'aspect de jaspes. Elles contiennent des passées de calcaire microbréchique plus ou moins silicifié et granoclassé. Certains niveaux ont fourni des Radiolaires datés du Trias (Jurassique ?) par Sanfilippo. Outre ces formes, des filaments longs et flexueux, des tests d'Halobies et des Conodontes permettent d'attribuer un âge triasique aux pyroclastites. Les roches grenues sous-jacentes sont des diorites dont la structure doléritique (subophitique) est bien visible. Au sein des roches grenues, une diorite à grains plus fins que l'encaissant mais de même nature y forme des "flammes" à contour diffus (évoquant les traces d'un brassage à l'intérieur du magma).

Un inventaire des principaux faciès pétrographiques a été effectué pour l'ensemble des éléments de la Formation à Blocs, et un classement en groupes de structure montre peu de roches grenues (5 %), des roches aphanitiques (environ 60 %), et enfin des pyroclastites (35 %)

(*) Laboratoire de Géologie Structurale, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59650 Villeneuve d'Ascq.
Note déposée le 15 décembre 1976.

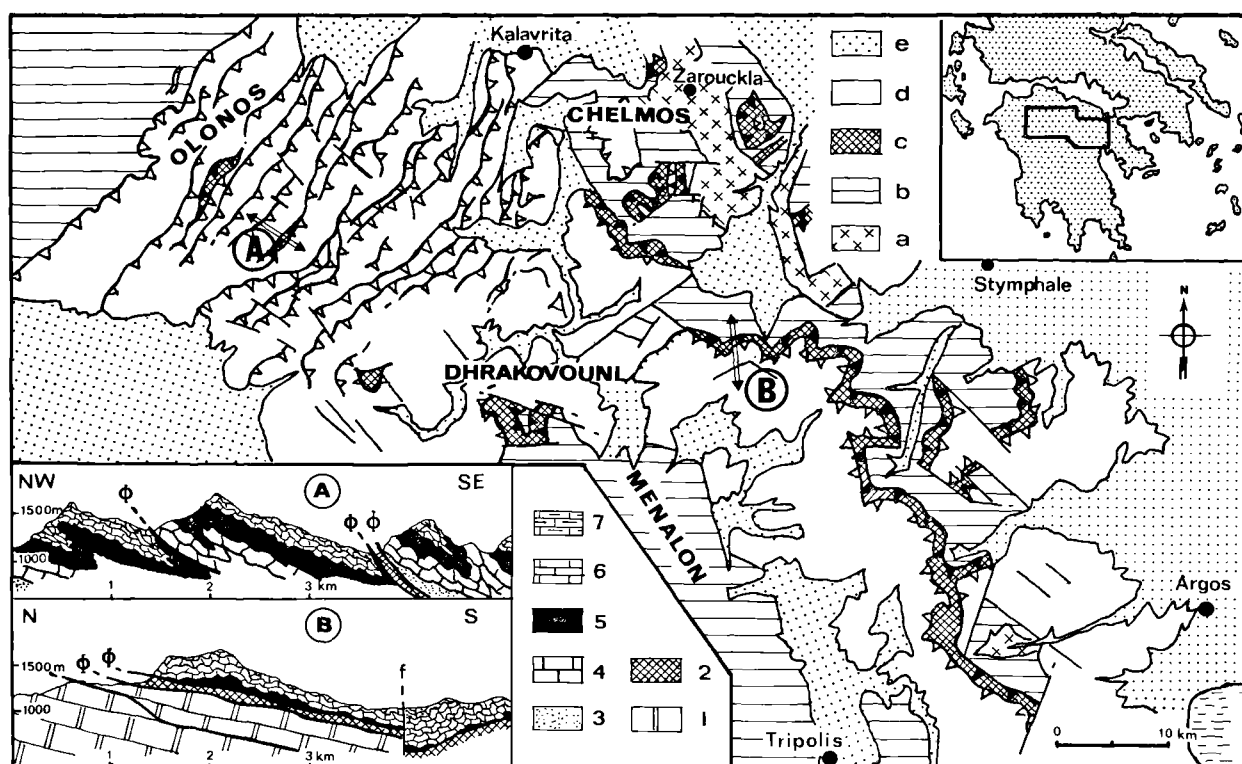


Fig. 1. — Schéma structural d'un secteur du Péloponnèse septentrional.

e : Plio-quaternaire. — d : Série du Pinde-Olonos. — c : "Formation à Blocs". — b : Série de Gavrovo-Tripolitza.
a : Série épimétamorphique : "Groupe de Zarouckla".

Coupe dans chacun des domaines : 3-7 : Série du Pinde-Olonos. — 7 : Couches de passage au flysch. — 6 : Calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur. — 5 : Radiolarites. — 4 : Calcaires de Drimos. — 3 : Série détritique triasique. — 2 : "Formation à Blocs". — 1 : Série de Gavrovo-Tripolitza.

Hormis dans le massif du Dhrakovouni, les roches grenues sont peu abondantes et surtout représentées par des diorites. Toutes ont une structure doléritique hétérogranulaire. Les plagioclases (An 32-36), représentant 50 % des minéraux, sont groupés en bouquets ou faisceaux (*synneusis*) et sont souvent altérés, voire complètement pseudomorphosés par de l'actinote, de la chlorite jaunâtre et de la calcite. Parfois, du quartz poecilitique, xénomorphe englobe tout ou partie du feldspath, plus rarement des bourgeons de quartz développés à l'extrémité de lattes de feldspath confèrent à la roche une structure granophyrique. Le pyroxène, monoclinique (augite titanifère ?) est associé à de la chlorite ferromagnésienne et à du quartz qui a cristallisé dans les microfractures et à la péri-

phérie du pyroxène. L'indice feldspathique de 0 et l'indice de coloration 49,3 (Tableau I) caractérisent une diorite.

Les roches aphanitiques sont constituées de deux types pétrographiques qui ne constituent en fait qu'un même ensemble de laves. En effet, les roches microgrenues, aphyriques ou porphyriques, contenant des microlites qui traversent différents cristaux, proviennent d'une dévitrification tardive d'une lave originelle ; leur pétrographie sera donc traitée simultanément.

Les roches microlitiques, aphyriques ou porphyriques sont les plus communes des roches éruptives rencontrées, à l'état de blocs de tailles diverses (5 cm à 10 m). Toujours très altérées, leur mésostase est souvent opaque. Certaines

Echantillons Minéraux	ROCHES GRENUES				LAVES					
	PT 797	PT 805	PT 1204	PT 1206	PT 312	PT 366	PT 320	PT 1106	PT 852	PT 854
Quartz	-	-	-	-	6,3	9,2	1	-	-	-
Cristaux quartzo-feldspathiques	2,7	1,9	-	-	26,9	-	16,8	-	2,5	2,1
Plagioclase	62,6	66,4	50,7	63,4	36,9	16,9	52,6	56,0	22,7	16,8
Chlorite	26,8	23,1	35,6	21,8	5,5	0,8	13,5	12,0	30,3	34,6
Pyroxène	6,1	7,6	-	-	-	-	-	-	17,7	32,3
Calcite	-	-	7,9	14,1	3,7	-	6,4	7,8	16,2	6,1
Minéraux opaques et accessoires	2,5	1,3	5,8	1,2	20,0	0,6	8,1	23,7	4,6	2,6
Mésostase	-	-	-	-	0,8	72,9	1,7	-	5,5	5,2
Total	100,7	100,3	100,0	100,5	100,1	100,4	100,1	99,5	99,5	99,7
FELDS	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
COL	34,70	31,70	49,30	36,60	29,41	5,1	29,60	26,12	73,2	80,0
SAT	0	0	0	0	15,41	35,25	1,42	0	0	0
	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Phéno andésite quartzique	Phéno andésite quartzite	Phéno andésite	Phéno andésite	Phéno basalte	Phéno basalte

Tableau I. — Analyse modale quantitative au compteur de points de quelques échantillons de roches éruptives provenant de la " Formation à Blocs ". Les indices feldspathiques (FELDS), de coloration (COL) et de saturation (SAT) ont été calculés sur des minéraux exprimés, en ramenant leur pourcentage à cent.

On remarquera que FELDS est toujours nul : aucun orthoclase n'ayant été mis en évidence, ni par l'observation microscopique, ni par les méthodes colorimétriques. Les noms attribués à chacune de ces roches (bas du tableau) sont ceux provenant de la classification de Streckeisen (1966, 1976).

sont criblées de vacuoles à remplissage carbonaté. Les microlites, parfois très abondants, peuvent être bifides et rachitiques, beaucoup ont subi une carbonatation totale. Constitués d'oligoclase pour la plupart (An 25), quelques-uns sont albitiques (An 05). Les phénocristaux de feldspath, de taille variable, sont très altérés, voire pseudomorphosés par de la calcite et de la chlorite, ainsi que les phénocristaux de pyroxène

(clinopyroxène calcique), qui sont de grande taille (8 à 12 mm). Ces roches ayant un indice mafitique qui varie de part et d'autre de la limite 40 % (Tableau I) (Streckeisen, 1966), seraient essentiellement des phénoandésites ou phénobasaltes, plus rarement des phénobasaltes ankaramitiques. Cependant, leurs particularités minéralogiques (abondance de calcite, chlorite), les rangent parmi les spilites à oligoclase.

Les pyroclastites sont surtout abondantes dans le massif du Dhrakovouni. Bien classées, elles sont surtout représentées par une alternance de lits de tufs (éléments de 0,04 à 1 cm) et de cinérites (éléments inférieurs à 0,04 cm) silicifiés, accessoirement par des brèches et des tuffites. La silicification qui affecte certains échantillons se marque par le développement de sphérules de calcédoine. La matrice, outre une grande abondance en phyllosilicates (chlorites...), contient de l'épidote, des minéraux opaques, de la calcite... De petits débris de verre esquilleux constituent parfois la partie essentielle de la roche, il s'agit alors de hyaloclastites. Parmi les éléments alloènes inclus dans les tufs brèches, on reconnaît les différents composants décrits précédemment, sub-jointifs ou isolés dans une matrice hyaloclastique. Des débris de minéraux (quartz, feldspaths, pyroxènes...) plus ou moins importants sont également présents. Parmi les plagioclases reconnus, l'andésine (An 35-40) est la plus fréquente, mais l'oligoclase (An 25) y existe également alors que l'albite (An 5) est rare.

Conclusions

Les matériaux éruptifs de la Formation à Blocs semblent être constitués de roches intermédiaires. En effet, s'il existe quelques phénobasaltes, ils sont peu nombreux, de même que les roches quartziques. Cependant, si certaines

ont subi des transformations du type spilitisation, ce qui semble le cas pour quelques-unes d'entre elles, bien que basiques à l'origine, elles apparaîtraient aujourd'hui plus acides.

Enfin, bien qu'abondantes dans la Formation à Blocs, les roches éruptives n'apparaissent qu'en éléments isolés. Il est donc très rare de voir les relations entre les différents types pétrographiques. L'ensemble le plus important est incontestablement celui du massif du Dhrakovouni qui évoque une partie dilacérée d'un appareil volcanique sous-marin (présence de calcaires à Halobies interstratifiés dans les tufs, Radiolaires...). Ces roches éruptives forment donc un jalon nouveau dans la connaissance d'un volcanisme triasique qui semble de plus en plus omniprésent dans les zones externes, en Péloponnèse (Dercourt, 1964 ; Terry, 1969 ; Tsoflias, 1969 ; De Wever, 1975, 1976), en Grèce continentale (Aubouin, 1959 ; Celet, 1962 ; Terry, 1972 a et b), en Crète (Bonneau, 1973) et à Chypre (Lapierre, 1972). Notons encore que ces roches ont des types pétrographiques assez voisins les uns des autres et paraissent comparables à celles du complexe volcanique triasique décrit dans la nappe du Pinde septentrional (Terry, 1972 a et b). Des études complémentaires, du point de vue géochimique notamment, permettraient peut-être de préciser l'appartenance ou non de ces différents ensembles à un même type de volcanisme.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBOUIN J. (1959). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hell.*, t. X, 526 p.
- 2) BONNEAU M. (1973). — Les différentes "séries ophiolitifères" de la Crète : une mise au point. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, p. 1249-1252.
- 3) 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 Hell.*, t. XIII, 446 p.
- 4) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. Géol. Pays Hell.*, t. XV, 417 p.
- 5) DE WEVER P. (1975). — Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pindique (série de Tripolitza et série épimétamorphique de Zarouckla) (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Thèse 3^e Cycle*, Lille, 342 p.
- 6) DE WEVER P. (1976). — La "Formation à Blocs", olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, D, p. 21-24.
- 7) LAPIERRE H. (1972). — Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodas (Chypre). *Thèse*, Nancy, 420 p.
- 8) STRECKEISEN A. (1966). — Classification des Roches Eruptives. *Geol. Rundschau*, 55, n° 2, p. 478-481.
- 9) STRECKEISEN A. (1976). — To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sc. Rev.*, 12, p. 1-33.
- 10) TERRY J. (1969). — Etude géologique d'un secteur de la Messénie septentrionale, Grèce. *D.E.A.*, Lille, 112 p.
- 11) TERRY J. (1972a). — Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Épire et Macédoine, Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 19, p. 384-385.
- 12) TERRY J. (1972b). — Sur une origine polyphasée des ophiolites du Pinde septentrional (Épire et Macédoine, Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 2, p. 12-13.
- 13) 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.*, fasc. 4, p. 118-119.

The microstructure of *Parastriatopora* Sokolov, 1949 (Siluro-Devonian Tabulata)

by Yves PLUSQUELLEC (*) and Inna TCHUDINOVA (**)

(Plate LV)

RESUME *Des lames minces à faces polies effectuées dans des Parastriatopora rhizoides SOKOLOV, provenant du Llandovery d'un gisement voisin de la localité-type, ont permis de montrer la nature microlamellaire de la microstructure des planchers et de la muraille. Ce type de microstructure persiste chez les formes du Dévonien.*

ABSTRACT *Thin sections with polished faces made in specimens of Parastriatopora rhizoides SOKOLOV from the Llandovery of the Podkamennaja Tunguska river near the type locality show a microlamellar microstructure for the tabulae and the wall of this genus. This type of microstructure is encountered in the Devonian species too.*

РЕЗЮМЕ *Установлена микроламеллярная микроструктура стенок коралли-тов и дниц у типового вида Parastriatopora rhizoides SOKOLOV. Тонкие сечения с полированной поверхности сделаны из образцов собранных из лландоверийских отложений р.Подкаменная Тунгуска.*

The genus *Parastriatopora* erected by Sokolov in 1949 for a Thamnoporida from the Llandovery of the Siberian platform is succinctly described and figured again in 1955 by the same author.

A detailed study of the type species, carried out on a large amount of material (more than 200 specimens) is given in 1959 by Tchudinova with some data and representation of the microstructure of the wall. This microstructure appears to be constituted by "fibres" arranged parallel to one another and parallel to the axis of the wall or to the plane of the tabulae.

In 1969 Dubatolov describes a radially-fibrous microstructure for the genus *Parastriatopora*; his drawing 18A clearly shows the disposition of the "fibres": obliquely to the median dark line of the wall and normally to the plane of the tabulae.

(*) Laboratoire de Paléontologie, Faculté des Sciences, 29283 Brest Cedex (France) et R.C.P. 240 C.N.R.S.

(**) Paleontologičeskij Institut, Leninsky Prospekt V 33, Moskva 117071. SSSR.

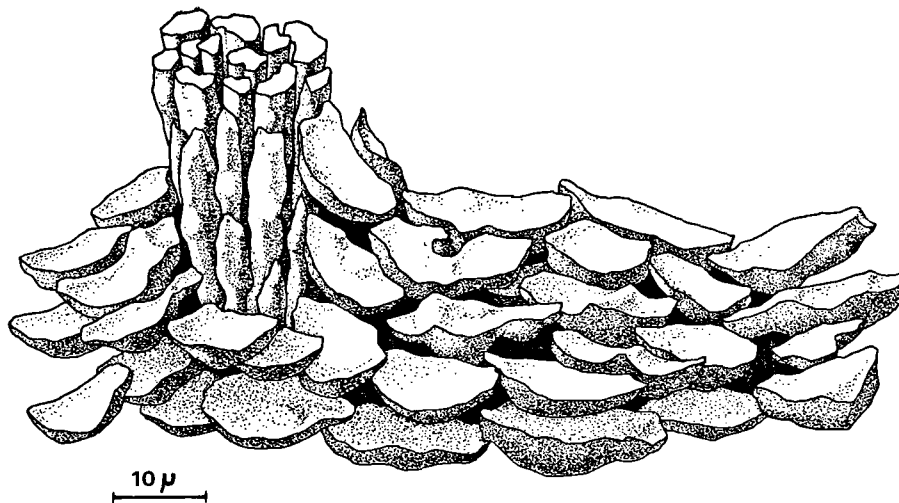
Note déposée le 4 Novembre 1976.

The study, by the means of thin sections with polished faces — Lames à faces polies (LFP) by Lafuste, 1970 — of *Parastriatopora* gr. *floralis-annulatus* from the lower Devonian of the Armorican Massive (France), has pointed out a microlamellar microstructure for those specimens (Plusquellec, 1976).

Those more or less contradictory datas has incited to study by the means of this new "LFP" technic, the microstructure of the type species.

It has been impossible to prepare thin sections in Sokolov's original specimens which are kept in the VNIGRI museum in Leningrad, nevertheless we have used specimens of the same species, collected by one of us, not far from the type locality along the Podkamennaja Tunguska river.

Transverse, tangential and longitudinal sections made in branches of *Parastriatopora rhizoides* Sokolov, 1949 have shown a microlamellar microstructure, that is to say that the stereoplasm on the walls and the tabulae is built by concavo-convex lenses-like structures



Text-fig. 1. — Diagrammatic representation of the microstructure of *Parastriatopora*: microlamellae and portion of a fibrous spine.

more or less regular which concavity is always facing the lumen of the corallite and parallel to the surface of the corallite wall or tabulae (Lafuste, 1970).

— *The wall.* In the axial zone, the corallite wall is very thin ($50\ \mu$), the dark line or intramural coenozoone (Swann, 1947) seems to be constituted by a more or less continuous line of granule with 2 or 3 layers of microlamellae on both sides: the stereoplasm. In natural light the granules of the dark line are generally more refringent than the microlamellae.

In the peripheral zone, one can see the same microstructure, but the stereoplasm is strongly thickened by an accumulation of microlamellae arranged parallel to one another and parallel to the dark line.

The size of the microlamellae varies but little: thickness $5-6\ \mu$, "diameter" about $20\ \mu$.

— *The tabulae.* There is no evidence of a primary layer on the inner surface of the tabulae. They seem to be exclusively constituted by microlamellae arranged parallel to one another with their concavity facing the cup. There is continuity between the microlamellae of the wall and those of the tabulae but a quick change of orientation takes place in the boundary area between the two structures.

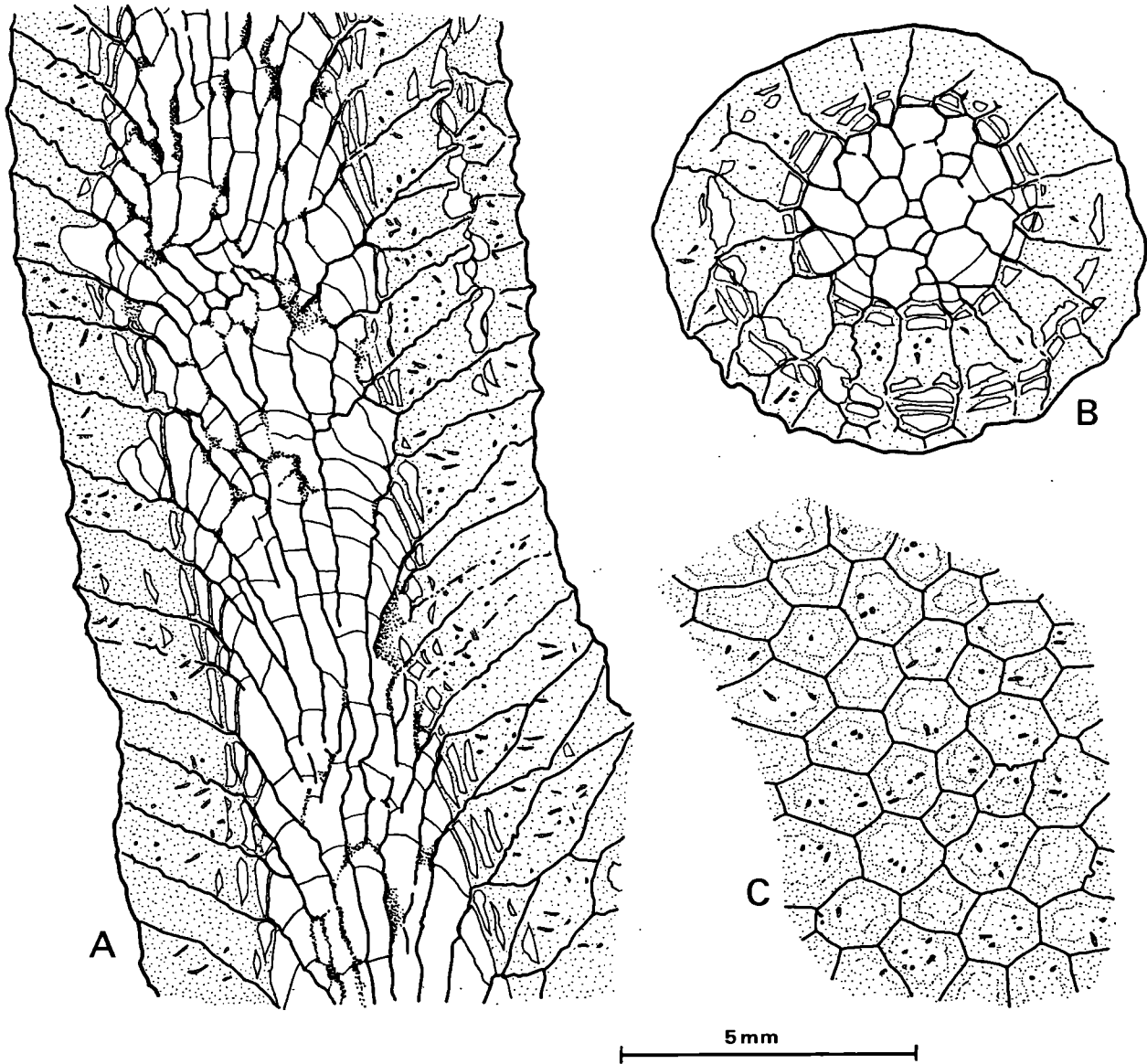
— *The spines.* They were very carefully described by one of us in 1959 and the "LFP" thin sections confirm their fibrous structure.

Conclusion

The study of the microstructure of the type species of *Parastriatopora* confirms the first observations about this genus (Tchudinova, 1959) and allows to show the microlamellar composition of the stereoplasm of the walls and tabulae. It seems that Dubatolov's opinion concerning the fibrous nature of the microstructure of *Parastriatopora* from the lower Devonian of the Eastern part of USSR, is a misinterpretation.

Since, the similarity between the "thick" thin section figured by Dubatolov (1969, Pl. XII, fig. 1a) and the one of the present paper (Pl. LV, fig. 6) is very clear: the microstructure seems to be fibrous. But, "LFP" thin sections made in the specimen of the Armorican Massive, show a microlamellar stereoplasm...

Considering the microstructure as an important and primary feature, we think the genus *Parastriatopora* shows relationship with the following microlamellar Thamnoporina: *Trachypora*, *Striatopora*, *Pachypora*, but the genus *Thamnopora* — with fibrous microstructure — is quite different. Thus, it seems inadequate to keep the Thamnoporinae within the family Pachyporidae (Dubatolov, 1969; Sokolov, 1962; Tchudinova, 1964). We think — in the present state of our knowledge — that it is better to separate in the Thamnoporina the genus with fibrous microstructure (see also Oliver, 1966) grouping it in a family Thamnoporidae.



Text-fig. 2. — *Parastriatopora rhizoides* Sokolov right bank of the Podkamennaya Tunguska river below the listvenitchnoi river, Western Siberia, Llandovery.

- A. — LPB 3406E, axial longitudinal section. Two distinct zones can be recognized: an axial zone with thin walled corallites; a compact peripheral zone with numerous spines.
- B. — LPB 3406A, transverse section showing some mural pores in the walls of the axial zone and a phenomenon of rejuvenescence in the peripheral zone.
- C. — LPB 3406D, tangential section, the boundary between the stereoplasm of the wall and those of the tabulae is limited by a plotted line.

BIBLIOGRAPHY

- 1) DUBATOLOV V.N. (1969). — Tabuljaty i biostratigrafiya nizhnego Devona severno-vostoka SSSR. *Akad. Nauk SSSR Sibir. Otdel. Tr. Inst. Geol. Geof. Moskva*, 70, 156 p., 46 fig., Pl. I-LXVII.
- 2) LAFUSTE J. (1962). — Note préliminaire sur la microstructure de la muraille chez *Favosites* Lamarck (*Coelenterata*, *Tabulata*). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, Paris, 4, p. 105-106, fig. A-B.
- 3) LAFUSTE J. (1970). — Lames ultra-minces à faces polies. Procédé et application à la microstructure des Madréporaires fossiles. *C.R. Ac. Sc., Paris*, 270, p. 679-681, fig. 1, Pl. I.
- 4) OLIVER W.A. Jr (1966). — Description of dimorphism in *Striatopora flexuosa* Hall. *Paleontology*, London, 9/3, p. 448-454, Pl. 68-71.
- 5) PLUSQUELLEC Y. in LARDEUX H. (1976). — Polypiers - *Tabulata* in Les Schistes et Calcaires éodévoniens de Saint Céneré (Massif Armoricain, France), *Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, Rennes, 19, p. 183-215, fig. 10-45, Pl. 38-42.
- 6) SOKOLOV B.S. (1949). — *Tabulata* i *Heliolitida* V kh. : Atlas rokovodjatshikh form iskopaemykh faun SSSR II. *Siluririyaskaya sistema*, p. 75-102, fig. 21, Pl. III-X.
- 7) SOKOLOV B.S. (1955). — *Tabuljaty paleozoya evropeiskoi tchasti SSSR. Trud. VNIGRI*, Leningrad-Moskva N.S. 85, p. 3-527, 83 fig., Pl. I-XC.
- 8) SOKOLOV B.S. in ORLOV Yu.A. (1962). — *Osnovy Paleontology - Klass Anthozoa. Izd. Akad. Nauk SSSR*, Moskva, p. 192-265, 75 fig., Pl. I-XVIII.
- 9) TCHUDINOVA I.I. (1959). — Devonskie Tamnoporidy luzhnoi Sibiri. *Akad. Nauk SSSR. Trudy Paleont. Inst. Moskva*, LXXIII, 137 p., 33 fig., Pl. I-XXXIV.
- 10) TCHUDINOVA I.I. (1964). — *Tabuljaty nizhnego i srednego devona Kuznetskogo basseina. Akad. Nauk SSSR. Trudy Paleont. Inst. Moskva*, 74 p., 5 fig., Pl. I-XXXV.

EXPLANATION OF PLATE LV

Fig. 1-5. — *Parastriatopora rhizoides* Sokolov.

Right bank of the Podkamennaya Tunguska river below the Listvenichnaja river, Western Siberia, Llandoverly.

The specimens are registred under LPB number in the Laboratoire de Paléontologie of Brest (France). All photographs in crossed nicols. "LFP" thin sections.

1. - LPB 3407A. Gr. = 230. Wall of the axial zone in transverse section showing only 3 or 4 beds of microlamellae on each side of the "dark line".
2. - LPB 3406B. Gr. = 200. Disposition of the microlamellae on the tabulae (T) and the wall (W). The microlamellae have their convexity back to back from the "dark line" (DL). Peripheral zone of the corallum, section normal to a tabulae.
3. - LPB 3406D. Gr. = 60. Transverse section in a corallite of the peripheral zone. The microlamellae

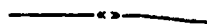
of the wall appear bright on each side of the dark line; the microlamellae of the tabulae — sectionned normally to the optical axis — appear as a dark zone in which three spines emerge.

4. - LPB 3406C. Gr. = 200. Section perpendicular to a tabulae showing the microlamellae and a more or less longitudinal section in a spine.
5. - LPB 3406C. Gr. = 250. Transverse section in a spine included in a microlamellar stereoplasm. Peripheral zone.

Fig. 6. — *Parastriatopora* gr. *floralis annulatus* (Le Maitre), 1952.

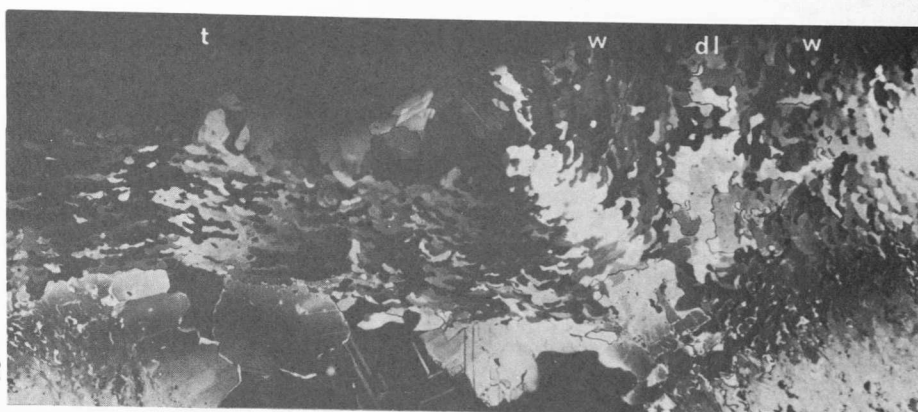
Shales and Limestones of Saint Céneré formation, Armorican Massive, France, Gedinnian. LPB 2045. Gr. = 9.

"Thick" thin section showing a false fibrous microstructure of the tabulae and walls. Peripheral zone, section normal to a tabulae.

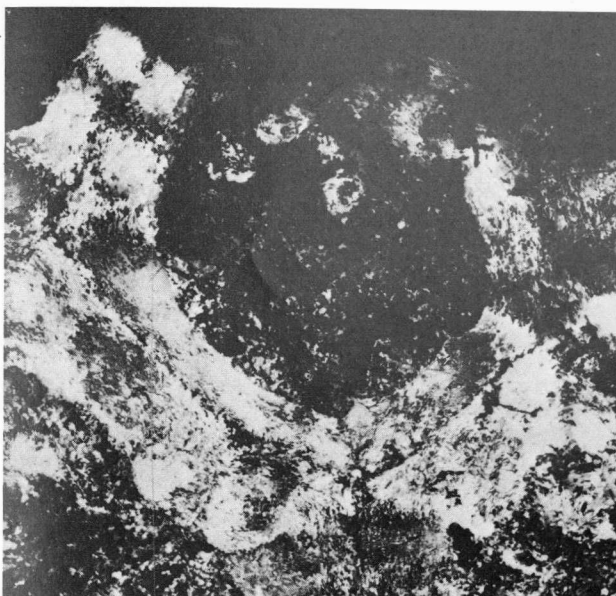




1



2



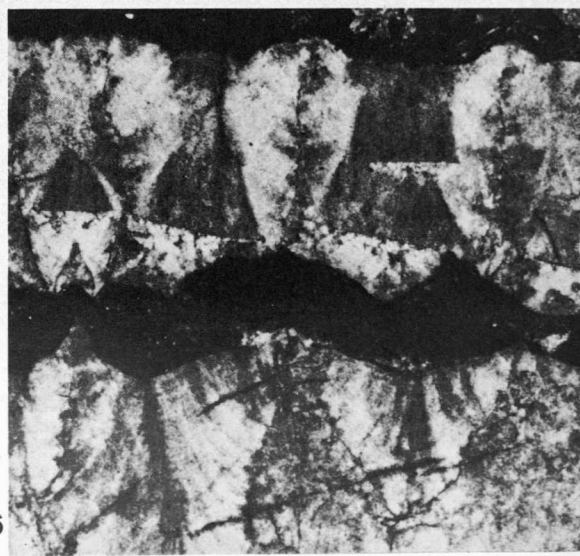
3



4



5



6

La tranchée du Vert Mont à Réty (Pas-de-Calais) Essai critique sur le Crétacé inférieur du Boulonnais

par A. BONTE (*)

Sommaire. — Le Crétacé inférieur du Boulonnais semble pouvoir être divisé en deux masses séparées par une incursion marine temporaire qui recoupe obliquement les termes de la série inférieure.

Summary. — The lower Cretaceous of the Boulonnais is divided by a temporary marine incursion, which obliquely cut the beds of the inferior sequence.

La butte du Vert Mont, recoupée en tranchée par la route D 127 e de Le Waast à Réty (Pas-de-Calais), est formée de marnes oxfordiennes surmontées de sables attribués au Crétacé inférieur, lui-même couronné d'un cailloutis quaternaire.

La présence d'un virage en tranchée et en haut de côte rendait dangereuse cette route très fréquentée par les transports de concassés en provenance des grandes carrières de Calcaire carbonifère. Une telle situation explique les nombreux aménagements (écrêtement, redressement, élargissement) qui se sont succédé en ce point depuis 1958, pour aboutir en 1974 à la grande tranchée actuelle qui peut être considérée comme définitive (fig. 1).

Depuis les premières observations, les interprétations ont beaucoup varié et il peut être opportun d'en faire un rapide historique, qui montrera les difficultés présentées par la stratigraphie du Crétacé inférieur, dont les affleurements sont souvent limités. De toute façon, la coupe actuelle, assez exceptionnelle par ses dimensions, mérite d'être mentionnée à part, car dans quelques années elle sera complètement cachée par les glissements et la végétation.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire de Géologie appliquée, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

Note déposée le 2 Décembre 1976.

I. — LA TRANCHEE DU VERT MONT

1) Historique.

1) Les deux premières éditions (1876 et 1885) de la feuille Boulogne de la Carte géologique à 1/80.000 (36) mentionnent au Vert Mont la présence de Wealdien C_{II}, exploité dans une petite carrière située à l'E de la route et flanqué au N de dépôts meubles sur les pentes A.

2) La troisième édition (1928) de la même feuille interprète la formation A comme des Alluvions anciennes a^{1*} (Diluvium). Quant au Crétacé, il est assimilé au Wealdien surmonté des Sables et Argiles de Wissant C_I. Il est vraisemblable que l'auteur avait déjà vu, à l'époque, les argiles noires et les sables verts du sommet du Vert Mont, qui seront décrits ultérieurement.

3) Entre temps (1893 et 1903), Parent avait publié ses deux notes (22, 23) sur le Wealdien. Dans la seconde (p. 36), il donnait même une coupe suivant laquelle le Wealdien, reposant sur le Bathonien (on serait sur le versant nord, vers Réty), était surmonté par 1 m de sable glauconieux à *D. mammillatum*. Il semble bien que le Bathonien n'ait pas été observé directement car la suite montrera que les sables wealdiens n'ont pas 4 m, mais plus de 15 m d'épaisseur.

4) Les contours figurés sur la feuille Marquise au 1/50.000, parue en 1971 (38) font état de Wealdien surmonté d'Albo-aptien ; cette inter-

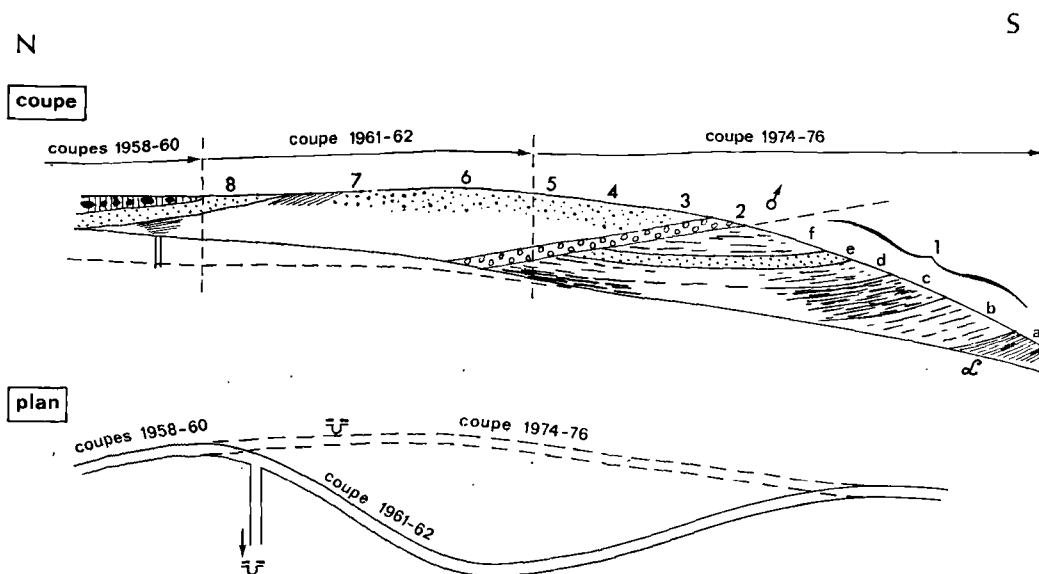


Fig. 1. — La tranchée du Vert Mont. Etapes successives et coupe schématique. Longueur 150 environ.

prétation résulte des informations successives apportées par les travaux.

a) En 1958, la coupe visible immédiatement sous le calvaire, complétée par un sondage de 1,20 m de profondeur à la tarière à main, montrait les éléments suivants, de haut en bas (*) :

- 0,20 - Cailloutis de silex à éléments anguleux et altérés.
- 0,30 - Cailloutis à éléments variés dans une matrice de sable glauconieux remanié.
- 8. 2,00 environ - Sable glauconieux grossier, altéré en rouille.
- 7. 1,85 dont : 0,35 - mélange d'argiles noires à filets sableux passant vers le bas à la couche sous-jacente,
1,20 - argile noire pyriteuse à stratification irrégulière, un peu sableuse et pyriteuse vers la base,
0,30 - sable verdâtre.
- 6. 0,50 visible - Sable blanc.

b) En 1960, un nouvel examen de la coupe permettait d'envisager l'interprétation suivante : les sables rouille 8 seraient attribuables à l'Albien, l'argile noire 7 à l'Aptien, le sable blanc 6 au Wealdien. L'affleurement était alors limité au talus ouest, sous le calvaire, au N du

(*) Les corrélations entre les différentes coupes seront facilitées par l'adoption d'une même numérotation, celle de la coupe de 1962 prise pour référence (8).

chemin conduisant à la petite carrière de gravier située à 250 m à l'W de la route D 127 e.

c) En 1961, un premier élargissement entaillait le talus est de la route et allait permettre de prolonger la série de plusieurs mètres vers le bas.

Cette coupe fut publiée en 1962 avec Broquet (8). Elle montrait, en particulier, sous la désignation 2 l'existence d'une couche de sable argileux, glauconieux et ligniteux, séparé par une coupure franche des sables gris argileux inférieurs. Sur mes fiches de terrain, j'avais même noté « analogie avec Cat Cornu », où la transgression du Crétacé (sables verts grossiers) tranche nettement sur les sables blancs et fins du Wealdien. D'où l'interprétation proposée, de haut en bas :

- 8. - Sables verts albiens.
- 7 à 2. - Aptien,
- 1. - Wealdien.

En effet, on admettait à l'époque que la transgression marine crétacée s'était faite de façon continue : si l'on trouvait des sédiments glauconieux sous l'Albien, ils devaient nécessairement être rapportés à l'Aptien, marquant la fin de la période continentale du Wealdien. La présence de fossiles aptiens, remaniés à

l'état de galets phosphatés à la base des sables glauconieux, compliquait encore la situation.

d) En 1967, une nouvelle visite de l'affleurement, à l'occasion de levers pour la carte géologique, donnait à penser qu'il s'agissait plutôt de Wealdien que d'Aptien, en raison de la rareté des grains de glauconie, d'une part, de la finesse des dépôts sableux et de leur caractère micacé, d'autre part.

e) Enfin, tout récemment, Amedro et Mania ont signalé cet affleurement dans leur étude d'ensemble (1) sur l'Aptien du Boulonnais.

Remarque. — En l'absence de faune identifiable, les discussions se sont toujours appuyées sur l'aspect général de la composition des sables, en particulier sur la présence de glauconie. Or celle-ci est souvent remaniée (comme les fossiles phosphatés qui l'accompagnent), concentrée localement ou finement éparpillée (glauconie pigmentaire). Au contraire, le véritable "Sable vert", qu'il soit albien ou aptien, renferme beaucoup de glauconie en gros grains et régulièrement répartie.

La présence de grains de glauconie ne peut donc être à elle seule le critère du caractère marin : elle a été la source de bien des confusions. Les problèmes posés par la fameuse "Dune aptienne", qui est du Quaternaire (4, 5, 8, 20, 28), et par les Sables de "Saint-Etienne-au-Mont" qui représentent, suivant les points, du Portlandien supérieur décalcifié, du Wealdien supérieur ou du Quaternaire, n'ont pas d'autre origine (10, 11, 27).

2) Le Crétacé inférieur du Vert Mont.

La tranchée actuelle, qui m'a été signalée par Hoyez en 1974, correspond à un écrêtement du sommet de la côte d'environ 2 m de hauteur, à un nouvel élargissement et surtout au recouplement du virage dont la chaussée a été déplacée vers l'Est de 20 m dans la partie la plus profonde. Il s'agit en fait d'une coupe nouvelle, longue de plus de 150 m, qui prolonge encore la série vers le bas (coordonnées Lambert : x = 560,55 ; y = 343,75).

La présence vers le haut de la côte de zones perturbées (affrontement brusque d'argile noire et de sables blancs suivant la verticale ; paquets irréguliers d'argile noire, d'argile grise, de sables et d'éléments étrangers) laisse à penser que cette nouvelle tranchée recoupe l'ancienne carrière mentionnée à l'Est de la route par les deux premières éditions de la carte géologique à 1/80.000 (36).

Par comparaison avec la coupe de 1962 (8) et en gardant la même numérotation, on peut schématiser la nouvelle coupe comme suit, de haut en bas (fig. 2) :

- Limons à silex, d'épaisseur variable le long de la pente.
8. 2,30 m - Sables argileux et glauconieux devenant plus argileux à la base.
 7. 0,15 m - Argile noire à délits sableux.
0,70 m - Argile noire.
0,15 m - Sable argileux gris verdâtre, légèrement glauconieux, remplissant des terriers creusés jusqu'à 0,20 m de profondeur dans la couche sous-jacente.
 - 6 à 4. 5 m environ - Sables gris clair un peu verdâtres, à grain fin, micacé, présentant quelques horizons rubéfiés.
 3. 1,65 m - Sables gris verdâtre, un peu plus argileux et glauconieux, passant à la base à des plaquettes ferrugineuses brun verdâtre.
 2. 1,80 m - Complexe argilo-sableux glauconieux plus ou moins cimenté par l'oxyde de fer en pseudo-nodules. Dont détail :
 - h) 0,25 - Sable argileux et glauconieux cimenté en grès ferrugineux sous forme de nodules irréguliers.
 - g) 0,30 - Sable argileux jaune verdâtre.
 - f) 0,25 - Argile gris clair et violacée à grains de glauconie.
 - e) 0,25 - Sable argileux gris foncé plus ou moins consolidé en grès ferrugineux (pseudo-nodules) par l'oxyde de fer - glauconie abondante.
 - d) 0,45 - Sable argileux et glauconieux jaune et vert, plus ou moins altéré en rouille.
 - c) 0,08 - Argile rose violacé glauconieuse.
 - b) 0,15 - Sable argileux glauconieux, jaune verdâtre.
 - a) 0,07 - Sable argileux très glauconieux, franchement vert.
- Discordance.
1. 6,00 m visible - Alternances d'argiles grises plus ou moins foncées et de sables blancs, dont détail suit :
 - f) 0 à 2 m - Argile gris clair et violacée.
 - e) 0,50 - Sable gris et jaune, un peu ferrugineux en tête.
 - d) 0,50 - Argile gris très clair.
 - c) 1,00 - Argile gris foncé et violacée, bariolée en tête.
 - b) 2,00 - Argile gris très clair très finement sableuse avec nodules ferrugineux concrétionnés.
 - a) 1,00 (visible) - Argile noire à lignite.

Cette coupe, qui a été analysée en détail en laboratoire, appelle quelques commentaires.

1) Les différents éléments de la couche 1 ont un faciès wealdien typique (n3) ; les couches 7 et 8 peuvent être attribuées selon toute vraisemblance à l'Albo-aptien, C_{1a}-n6 de la carte géologique (38) ; entre les deux, il faut distinguer deux ensembles : le complexe 2-3, argileux et vert ; l'ensemble 4-6 sableux et blanc.

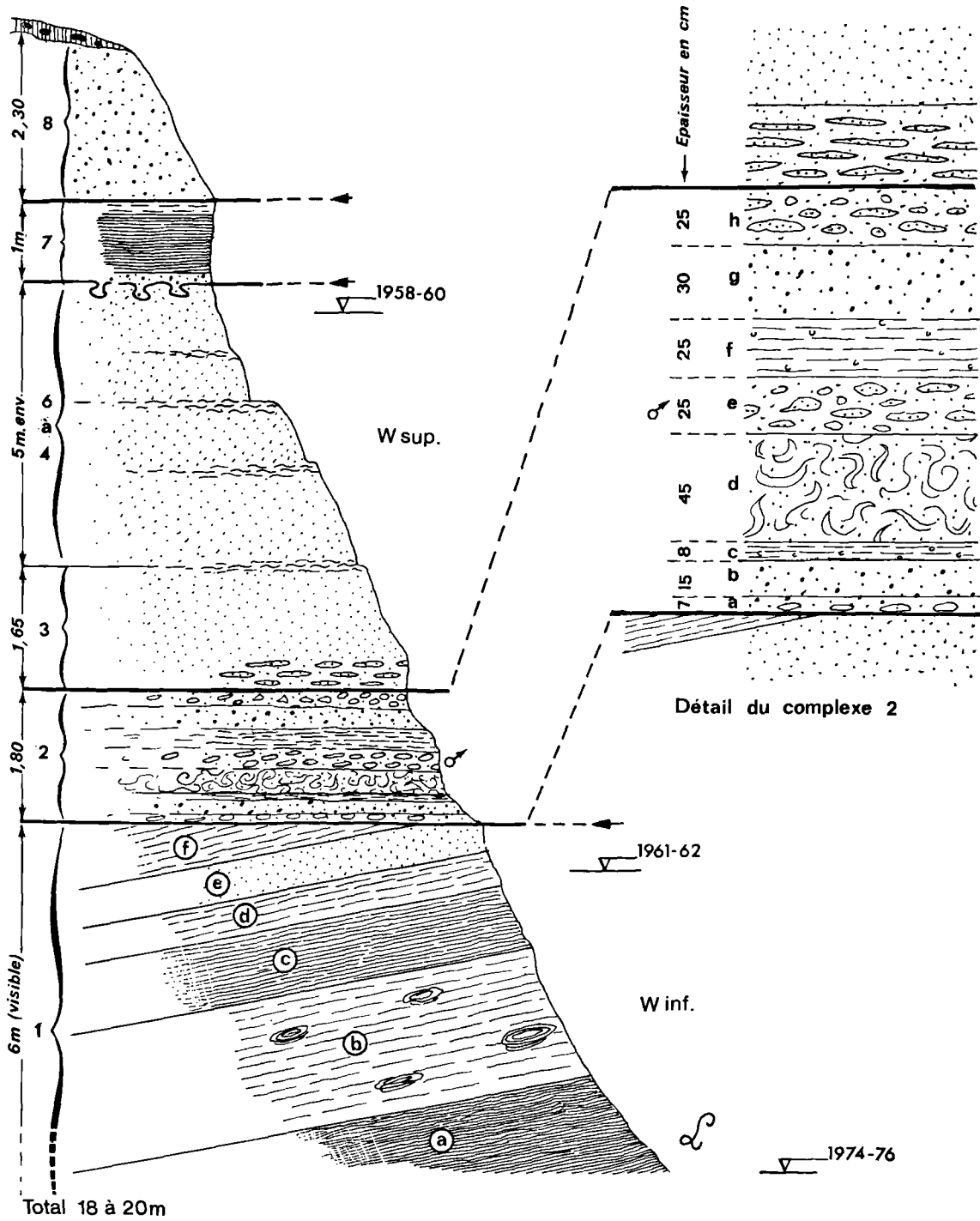


Fig. 2. — Le Crétacé inférieur du Vert Mont. Coupe synthétique.
Voir dans le texte la signification des chiffres et des lettres.
Les flèches affectées d'une date précisent le bas de la coupe visible à l'époque correspondante.

2) On signale toujours la glauconie et on en déduit le caractère marin des formations qui la contiennent. En réalité, il faut toujours tenir compte : d'une part, de la proportion de glauconie ; d'autre part, de son état de fraîcheur.

C'est ainsi que dans le complexe 2-3, la glauconie est souvent abondante (jusque 50 %), en grains bien individualisés, mamelonnés, de teinte vert d'herbe à vert foncé ou noire, parfois gainée d'une couche d'oxyde de fer qui lui donne l'apparence d'oolithe ferrugineuse ; elle semble bien représenter un faciès marin.

Dans l'ensemble 4-6, au contraire, la glauconie est rare, de teinte délavée avec des grains mal individualisés, paraissant boursoufflés ; la proportion des grains colorés est nettement inférieure à 10 %.

3) L'argile est souvent associée dans une grande proportion aux sables glauconieux 2-3, alors que les sables blancs ou blanc verdâtre 4-6 en sont pratiquement dépourvus ; dans les sables glauconieux, elle est souvent violacée, ayant puisé sa coloration dans les argiles bariolées du Wealdien sous-jacent.

4) A l'affleurement, les sables glauconieux 2-3 sont assez grossiers empâtés dans l'argile ; les sables blancs 4-6 sont généralement très fins, souvent micacés, pulvérulents, apparaissant sous le même aspect que les sables blancs du Wealdien typique.

5) En raison de la cimentation secondaire de certains lits par l'oxyde de fer, l'analyse granulométrique comparée des différents sables n'a pu être réalisée rigoureusement. Malgré plusieurs essais, il n'a pas été possible de dissocier les éléments cimentés sans attaquer en même temps les particules limonitisées et les grains de glauconie. De toute façon, certains agrégats subsistaient dont la taille était inférieure à celle des gros grains de quartz. De ce fait, la granulométrie du sédiment originel aurait été faussée.

6) Finalement, le complexe 2, qui a toujours attiré l'attention par sa couleur verte, représente quelque chose d'assez exceptionnel.

Mis en relief par rapport aux couches environnantes, du fait de sa cimentation par l'oxyde de fer, il repose en discordance sur les argiles du Wealdien inférieur et est surmonté par un ensemble sableux lui aussi de type wealdien. Par ailleurs, il présente un faciès bioturbé (cou-

che 2d) que l'on connaît fréquemment, ailleurs, à la base des formations marines de l'Albien ou du Cénomaniens, notamment dans l'Aisne et les Ardennes. Il pourrait ainsi représenter, au sein d'un Wealdien relativement épais, une incursion marine temporaire, qui n'est probablement pas la seule, permettant de distinguer un Wealdien inférieur et un Wealdien supérieur. Quant à la discordance angulaire, elle est peut-être accidentelle et locale, sans grande signification ; mais c'est le seul point où elle ait jamais été observée, en dehors de la discordance de mapping qui se développe des affleurements du Purbeckien à ceux du Givétien.

3) Extension des observations et corrélations.

La tranchée du Vert Mont ne semble pas être la seule trace d'une manifestation marine au sein du Wealdien dans le Boulonnais.

Au cours de levés pour les feuilles Marquise et Guines de la carte géologique au 1/50.000 (38, 39), j'ai pu observer à plusieurs reprises, sous les sables verts albiens, des dépôts wealdiens bien caractérisés à la surface du socle primaire. Par exemple, au sommet de la Dolomie du Hure, des poches mises à jour lors de l'enlèvement en 1964 de la découverte des carrières de la Société Magnésie et Dolomie de France (coordonnées Lambert : x = 562,0 ; y = 346,7) renfermaient des argiles bariolées, caractéristiques du Wealdien, et des sables verts albiens en contrebas d'un affleurement d'argiles du Gault.

Mais plus au Nord, le sommet des calcaires givétiens, exploités par la Société Le Tarstinkal dans la carrière du Grisot (coordonnées Lambert : x = 562,0 ; y = 348,5) présente une structure plus complexe. Sous la surface de transgression albienne qui les opercule, de vastes poches, mises à jour en 1968, renferment deux masses sableuses, séparées par un horizon ferrugineux.

L'ensemble, formé de coupes discontinues, a été étudié au cours de plusieurs visites, notamment avec Hatrival en 1968 et avec Mania en 1975 ; il peut être reconstitué schématiquement de la façon suivante (fig. 3) :

1,00 à 2,00 m - Limon à silex cassés et à nodules phosphatés altérés.

5. 2,00 m maximum visible - Argile grise à nodules phosphatés abondants et de grande taille, fossilifère (C1b).

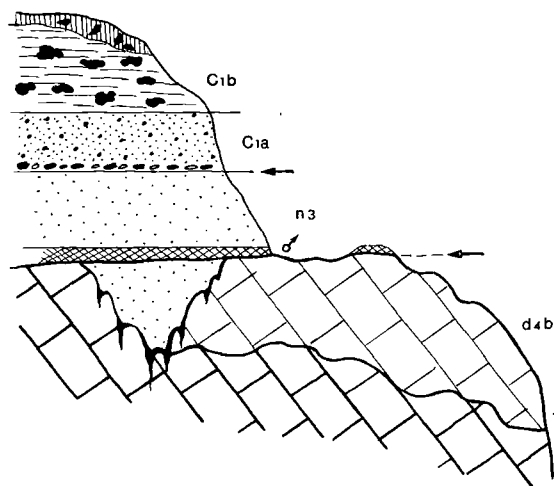


Fig. 3. — Le Crétacé inférieur à la carrière du Grisnet.

4. 1,00 m environ - Sable vert passant vers le bas à un sable argileux et glauconieux ; à la base, galets de quartz et moules internes de lamellibranches phosphatés (C1a).
3. 2,00 m environ - Sable jaunâtre finement stratifié, coupé d'un petit lit d'argile grise litée, passant vers le bas à un sable plus argileux, plus humide (N3).
2. 0,30 à 0,40 m - Dalle de lumachelles d'ostréidés à oolithes ferrugineuses, passant latéralement à un sable très grossier, avec petits galets mal roulés (quartz, schistes et grès), le tout cimenté par de l'oxyde de fer. La surface de la dalle, incrustée de débris d'ostréidés, se prolonge par des placages sur les pointements rocheux qui devaient faire écueils à l'époque. Au voisinage, une petite poche de grains de glauconie pure constituant une véritable glauconite.
1. 0,80 à 1,00 m - Sable blanc jaunâtre, légèrement verdâtre.
En fond de poche, au contact des calcaires givétiens (d4b), on peut observer par places une argile noire grasse (0 à 0,30 m) reposant sur une argile brun violacé. Cette argile se retrouve parfois en fissures, très bas dans la carrière (*).

Une disposition analogue devait exister sur les reliefs du Calcaire carbonifère à Locquinghen, si on en croit la description de Parent (23, p. 37, fig. 11).

(*) L'argile noire pourrait représenter une argile de décalcification ou un témoin des dépôts rhétiens observés à plusieurs reprises dans des poches du Calcaire Carbonifère (14).

Dans cette coupe, les éléments 5 et 4 représentent sans ambiguïté l'Albien transgressif (C1), débutant par un petit cordon de galets ; les éléments 3 et 1 ont un faciès wealdien (n3) bien caractérisé. Ces deux termes sont séparés par une couche franchement marine ; l'ensemble a été cartographié sur la feuille Guines à 1/50 000 (39) sous la désignation C1a-n6.

La lumachelle à ostréidés (couche 2) dont la base semble correspondre à la discordance du Vert Mont, mérite de retenir l'attention du fait de la présence d'oolithes ferrugineuses. J'ai signalé précédemment l'aspect d'oolithes ferrugineuses présenté par les grains de glauconie dans la couche 2 du Vert Mont. L'examen en lame mince de la lumachelle du Grisnet montre qu'il s'agit là aussi de grains de glauconie gainés d'oxyde de fer.

On peut faire la même observation à partir d'un échantillon récolté par moi-même en 1947, dans la carrière du Cat Cornu, et qui se présente sous l'aspect d'un agrégat d'oolithes ferrugineuses cimentées par une argile verte analogue à la glauconie pigmentaire. Après élimination par HCl dilué de la couche superficielle d'oxyde de fer, les pseudo-oolithes ferrugineuses, de teinte verte, présentent la forme mamelonnée des grains de glauconie, ce que confirme l'examen en lame mince.

Dans le même sens, la dalle à oolithes ferrugineuses doit avoir son équivalent dans les "minerais de fer à oolithes irrégulières qui, vers Blacourt, renferment des fossiles marins" (notice de la feuille Boulogne au 1/80.000, 1^{re} et 2^{me} éditions) et sont rapportés par Douvillé aux argiles glauconieuses à grandes huitres (36).

En dehors du Boulonnais, la lumachelle à oolithes ferrugineuses ressemble fort aux "plaquettes ferrugineuses à *Ammonites Mille-tianus* (*) et *Trigonia alaeformis*" signalées autrefois par Gosselet (37) et Barrois (2, p. 248) près du viaduc de Blangy (2 km au N d'Hirson, dans l'Aisne) et attribuées par Gosselet à l'Argile à *Ostrea aquila* (Aptien C₁).

Ces plaquettes étaient associées à un conglomérat à oolithes ferrugineuses que j'ai pu observer en 1938 et 1963 dans la tranchée du

(*) L'initiale de certains noms d'espèces a été écrite volontairement avec une majuscule, lorsque ces noms reprennent la citation originale ; partout ailleurs ils débutent par une minuscule, suivant la norme.

chemin de fer à 1.200 m au N d'Hirson (3, p. 89, note 1).

Enfin, on peut rappeler la présence dans le pays de Bray d'un minerai de fer situé dans une position analogue au milieu des dépôts wealdiens. De Lapparent (21) a suggéré de le raccorder aux couches ferrugineuses de la Haute-Marne. Barrois, de son côté (2), avait aussi proposé d'assimiler l'argile à *O. aquila* avec ses plaquettes ferrugineuses à l'argile à Plicatules de la Haute-Marne et au minerai de fer de Grandpré. Mais il faut être très prudent dans ces assimilations à grande distance.

II. — ESSAI CRITIQUE SUR LE CRETACE INFÉRIEUR

L'étude du Crétacé inférieur du Boulonnais a fait l'objet de nombreux travaux depuis les débuts de la géologie stratigraphique, car les points d'observation sont relativement nombreux et variés, souvent fossilifères. Il suffira de citer les mémoires les plus récents qui tiennent compte de tous les travaux antérieurs, notamment ceux de Amedro et Mania (1), Briquet (12, 13) et surtout Dutertre [15 (*), 16, 17, 18]. Pourtant, la plus grande confusion règne toujours et il serait présomptueux de vouloir établir une succession précise et définitive. Cela est dû à toute une série de difficultés inhérentes aux formations en cause.

La première difficulté réside dans la situation géographique du Boulonnais, situé aux confins de deux régions différentes entre lesquelles il est tiraillé : le Wealdien est orienté vers l'Angleterre, l'Albien vers l'E du Bassin de Paris. Dans cette zone, les faciès sont variés, mal individualisés, les dépôts sont souvent remaniés, s'incorporant en le souillant dans le sédiment en cours de formation. Par ailleurs, la diagénèse superficielle, trop souvent méconnue ou négligée, conduit à des confusions regrettables.

1) La distinction entre continental et marin.

a) *Le Wealdien*, qui constitue le faciès continental, se présente sous des aspects variables qui excluent toute stratigraphie précise (19, 30, 31, 35). Ce sont : d'une part, des argiles

dont les teintes vont du noir au blanc en passant par toutes les nuances de gris, ou du blanc au rouge ou au violacé, avec toutes les allures contournées ou nébuliformes des couches bariolées ou bigarrées ; d'autre part, des sables très fins, ou au contraire très grossiers, à grains anguleux, généralement blancs ; en outre, des sables blancs fins micacés sont souvent finement interstratifiés dans les argiles.

Ces couches sont toujours lenticulaires et présentent des séquences variables sur des distances relativement faibles. Toujours décalcifiées, ce qui pourrait être un critère sur le terrain, elles sont pratiquement dépourvues de faune.

b) *Les Sables verts de l'Albien* sont des sables argileux, à grains de glauconie et de phosphate de chaux, dont la proportion est analogue à celle des grains de quartz ; ils renferment des graviers bien arrondis de quartz ou de quartzite et des galets de phosphate de chaux fossilifères, souvent remaniés eux-mêmes d'une formation marine plus ancienne.

La distinction entre Wealdien et Albien n'est pourtant pas si simple. Du fait des remaniements, les sables marins, franchement glauconieux, sont parfois souillés par les argiles wealdiennes auxquels ils empruntent leur couleur (Vert Mont, 2 c et f). D'autre part, les sables supérieurs du Wealdien, fréquemment de teinte verdâtre, renferment soit des grains de glauconie altérée parfois concentrés localement, soit de la glauconie pigmentaire, grains et pigment résultant du remaniement d'une incursion marine antérieure.

2) La diagénèse superficielle.

En raison de leur épaisseur réduite et de la faible extension des affleurements, en raison aussi du climat de la région, les formations du Crétacé inférieur et les sédiments qui les encadrent sont particulièrement sensibles aux agents de la diagénèse superficielle, notamment aux phénomènes d'oxydation, de dissolution, de cimentation. Quelques exemples permettent d'illustrer cette affirmation.

a) L'oxydation de la glauconie transforme celle-ci en pseudo-oolithes ferrugineuses, qui représentent en fait des grains de glauconie gainés d'oxyde de fer (Vert Mont, 2 e et h ; Tarstinkal ; Cat Cornu).

(*) Cette note, en particulier, renferme une bibliographie chronologique de 44 titres.

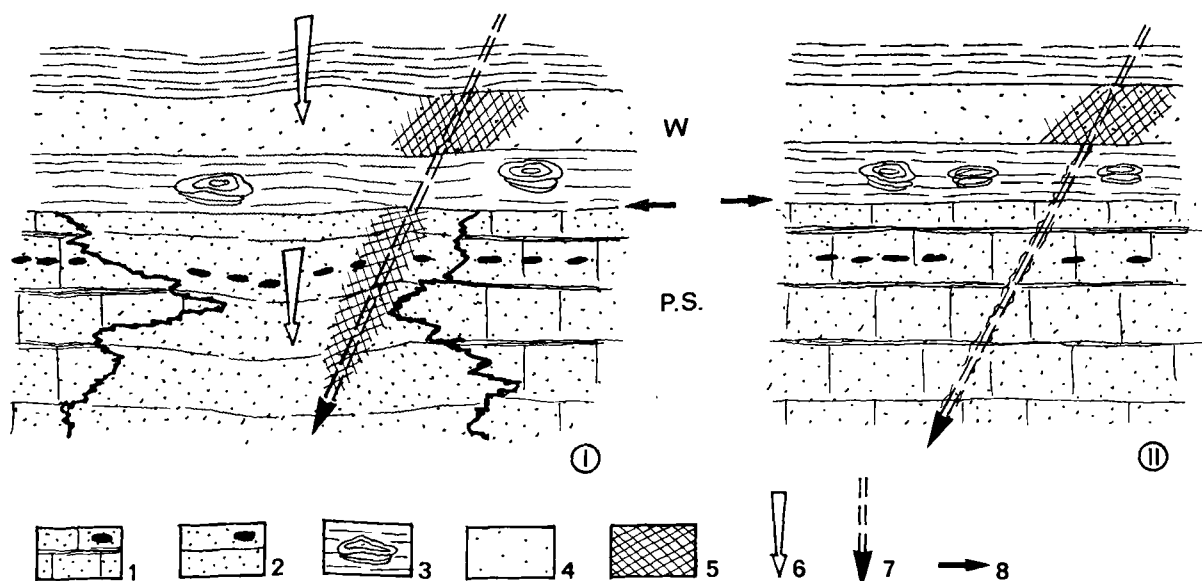


Fig. 4. — La Formation des grès ferrugineux.

- I. - Imprégnation par l'oxyde de fer du sable wealdien et du grès portlandien préalablement décalcifié.
 II. - Imprégnation du sable wealdien et enduit ferrugineux le long d'une diaclase de grès portlandien intact.
 1, grès portlandien. — 2, sable, résidu de décalcification du grès. — 3, argile wealdienne avec concrétion d'oxyde de fer. — 4, sable wealdien. — 5, grès ferrugineux. — 6, cheminement des eaux pluviales, agent de la dissolution. — 7, cheminement des solutions ferrugineuses. — 8, limite Portlandien-Wealdien.

b) La dissolution des carbonates aboutit à la disparition des calcaires purs ou à l'entraînement du ciment des grès calcaireux ; en particulier, elle transforme les grès du Portlandien supérieur en sables fins, verdâtres, dont la perméabilité va permettre des circulations préférentielles.

La dissolution se manifeste sous l'aspect bien connu de poches dont le contenu (il ne s'agit pas d'un remplissage) constitue le témoin de la couverture originelle ; la disposition emboîtée des sédiments à l'intérieur de ces poches est due à leur enfoncement progressif et non pas à de prétendus ravinements (*).

c) Les éléments mis en solution auront des destinées variées. Les carbonates, en général,

(*) Ainsi qu'il a été démontré à plusieurs reprises (7), l'époque de formation d'une poche est postérieure au dépôt le plus récent qui est contenu et non pas antérieure à ce dépôt qui aurait rempli la poche (14, p. 265). Les poches du calcaire carbonifère du Boulonnais, qui renferment des sédiments rhétiens mais sont operculées par du Bathonien, sont donc post-rhétiennes mais anté-bathoniennes (9, p. 18).

sont entraînés par les eaux souterraines ; mais ils sont parfois piégés en surface sous forme de concrétions de type pédologique, tels les fameux "biscuits" de Langrand (4, 5, 8, 20, 28). Les oxydes de fer et de manganèse vont donner lieu à des concentrations locales (concrétions ferrugineuses des argiles wealdiennes) ou à des cimentations de matériaux meubles, circulation *per ascensum* donnant naissance à des bandes ocreuses de type alios, circulation *per descensum*, à la faveur des eaux d'infiltration, engendrant des grès ferrugineux (minerais de fer) parfois très développés (6, 10, 11, 32, 33, 34).

L'exemple le plus typique est celui des grès du Portlandien supérieur à *Trigonia gibbosa* (6). Déposés à l'origine sous forme de sables, ils ont ensuite été cimentés par la calcite, probablement assez tardivement, pour donner les grès bien connus exposés dans les falaises du littoral ou exploités dans les carrières de pierre de taille (fig. 4).

Au voisinage des affleurements, ces grès ont été dissous par les eaux d'infiltration pour aboutir à des sables complètement décalcifiés, au sein desquels subsistent des boules résiduelles. Les sables ont une teinte verdâtre due, soit à une certaine teneur en argile verte, soit à de la

glauconie pigmentaire. Du fait de la dissolution, et en l'absence de remaniement, les coquilles fossiles sont conservées en creux à l'intérieur du sédiment.

Par la suite, la circulation *per descensum* d'eaux chargées de fer et de manganèse, en provenance des dépôts superficiels, a laissé sa trace sous forme de multiples fronts d'infiltration plus ou moins concentriques. L'enrichissement progressif en fer a abouti finalement à la formation de grès ferrugineux et manganésifères, d'abord en plaquettes, puis massifs. Il s'agit alors de véritables minerais, qui sont à l'origine de l'industrie métallurgique boulonnaise. Ces grès ferrugineux ont conservé en creux les traces de fossiles du Portlandien supérieur dont ils dérivent : leur âge ne peut donc être mis en doute (fig. 5).

La cimentation par l'oxyde de fer des sables wealdiens donne aussi naissance à des grès ferrugineux, qu'il est souvent difficile de distinguer des précédents. Il y a là un phénomène de convergence qui est à l'origine d'une erreur trop souvent commise au voisinage des affleurements : le caractère ferrugineux est un caractère surimposé qui n'a aucune valeur stratigraphique (4, 10, 11).

Cette incidence de la diagénèse superficielle a été parfois négligée et est à l'origine de nombreuses discussions.

Les phénomènes de dissolution ont été reconnus par Pellat (24, 25, 26), Munier-Chalmas *in* Gosselet (19), surtout par Van de Broeck (32, 33) qui a remarquablement mis en évidence l'influence de la diagénèse superficielle (34), à une époque où il faisait figure de précurseur. Les comptes rendus de la Réunion extraordinaire de 1880 (29) sont riches d'observations à cet égard.

Par contre, Parent (22, 23) ignorait complètement ces phénomènes lorsqu'il introduisait les "ravinelements" du Portlandien par le Wealdien (voir fig. 4 I) et lorsqu'il attribuait systéma-

tiquement au Wealdien tous les grès ferrugineux qu'il observait (23, p. 65). Ces conceptions ont entraîné l'auteur dans des déductions tendancieuses qui ont déjà été soumises à critique (10 et surtout 6). Il importe donc d'utiliser avec circonspection les conclusions de ces notes (22, 23) qui, par ailleurs, décrivent de nombreuses coupes toujours fugaces.

Plus récemment, Pruvost, induit en erreur par les travaux de Parent, a créé à tort les "Sables de St-Etienne-au-Mont" (27). Il avait bien constaté, entre le Wealdien typique (argile grise ou bariolée et sable blanc) et les sables verts albiens, la présence de quelques mètres de sables verdâtres (= Wealdien supérieur du Vert Mont). Mais des travaux récents ont montré que les sables verdâtres de St-Etienne-au-Mont se placent au-dessous des sables blancs du Wealdien et représentent du Portlandien supérieur décalcifié (fig. 5).

Par ailleurs, la "Dune aptienne" (fig. 6) est la conséquence du dogme de la glauconie = critère du faciès marin. A la Pointe-aux-Oies, les fines alternances d'argiles grises de type wealdien et de "petits lits de sables glauconieux" (20; 28, p. 194, note 1) ne sont pas l'indice d'une incursion marine : reposant sur un conglomérat à galets de grès portlandien, de calcaire purbeckien, de grès vert albien, de silex du Sénonien et même de craie, elles représentent des dépôts quaternaires ayant emprunté leurs éléments aux affleurements du Crétacé inférieur tout proche (4, 5, 8).

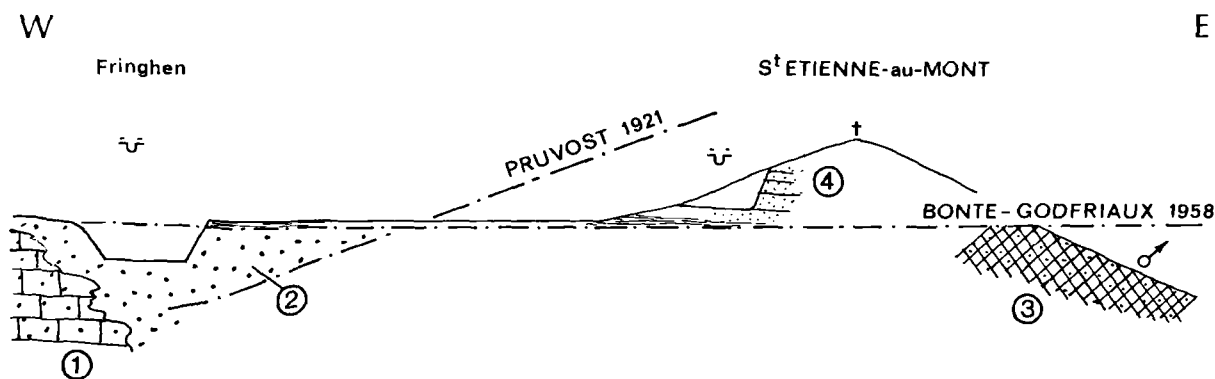


Fig. 5. — La butte de St-Etienne-au-Mont, témoin wealdien sur le Portlandien supérieur.
1, grès portlandien sain. — 2, grès décalcifié verdâtre. — 3, grès ferrugineux (minerai de fer). — 4, sable wealdien blanc.

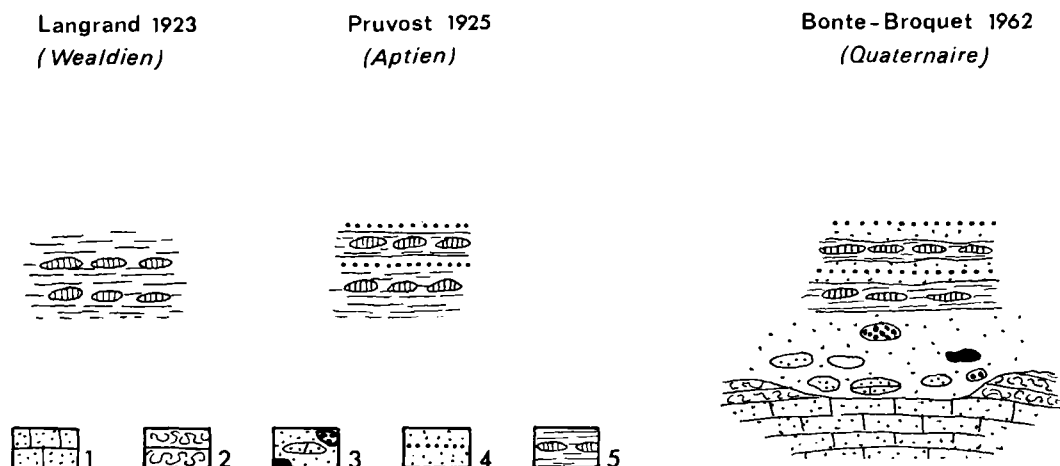


Fig. 6. — La "Dune aptienne" et ses trois interprétations.

1, grès du Portlandien supérieur. — 2, calcaire concrétionné du Purbeckien. — 3, conglomérat à galets variés. — 4, lits glauconieux. — 5, argile à "biscuits".

CONCLUSION

La coupe du Vert Mont peut donner lieu à deux interprétations : la couche glauconieuse (couche 2) représente soit le début de la transgression crétacée, soit une incursion marine temporaire au cours de l'émergence portlando-albienne. Dans le premier cas, il s'agirait d'une submersion progressive et chaque affleurement-témoin pose une question d'âge ; dans le second cas, on se trouverait en présence d'une pulsation élémentaire, qui serait partout de même âge, constituant une coupure stratigraphique nette, pulsation suivie d'un nouveau retrait avant la submersion définitive.

Je penche personnellement pour la deuxième hypothèse pour diverses raisons :

1) Du point de vue sédimentologique, la couche 2 présente un faciès marin bien tranché qui s'oppose : d'une part, aux couches inférieures typiquement wealdiennes (Wealdien inférieur) ; d'autre part, aux couches sableuses supérieures de caractère wealdien, contaminées par des éléments marins remaniés en petite quantité. Ce Wealdien supérieur (couches 2 à 6) justifierait la création d'une assise particulière. Pruvost, qui avait constaté la présence de cette masse sableuse précédant la transgression des Sables verts, avait créé (27) le terme de Sables de St-Etienne-au-Mont qui ne

peut malheureusement être conservé puisqu'en ce lieu il s'agit du Portlandien supérieur décalcifié. Amedro et Mania (1) ont proposé de l'appeler formation de Verlincthun, réservant aux couches glauconieuses le nom de formation du Cat Cornu. On pourrait adopter pour l'ensemble du Wealdien supérieur le terme de formation de Verlincthun, à condition de bien préciser qu'elle comporte deux faciès : marin à la base, continental ensuite.

2) Du point de vue paléogéographique, on ne peut manquer d'être frappé par la convergence des processus de transgression le long du Massif du Brabant, au cours des périodes géologiques. On pourrait remonter très loin dans le temps, mais l'exemple le plus net semble être celui de la transgression jurassique (3). Schématiquement, on peut considérer cette transgression, qui se développe du golfe du Luxembourg au Boulonnais, comme un phénomène progressif et continu, à l'échelle du Bassin ; mais en fait, il s'agit à l'échelle régionale de saccades bien définies dans le temps, précédées par des lacunes.

a) Dans le Lias, la transgression se développe effectivement d'E en W, du Rhétien au Carixien (région d'Hirson) mais avec des pulsations élémentaires dont la plus importante est la transgression lotharingienne après un retrait partiel au cours du Sinémurien ;

b) entre Toarcien moyen et Bajocien moyen, on observe dans les Ardennes une lacune stratigraphique occupée par un épisode continental sableux, recouvert par la transgression bajocienne qui se poursuit, par saccades, tout au long du Dogger ;

c) après un retrait temporaire de la mer, la transgression reprend avec le Callovien moyen.

Cette discontinuité dans la transgression, qui se manifeste jusque dans les sondages profonds du Bassin de Paris, est soulignée par des faciès caractéristiques : microconglomérats, lumachelles ferrugineuses (oolithiques ou pseudo-oolithiques), cordons phosphatés ; qui constituent souvent de bons repères stratigraphiques. Et ces faciès, on les retrouve précisément dans les coupes qui viennent d'être analysées.

Finalement, le Wealdien du Boulonnais, considéré jusqu'ici comme une formation compréhensive, semble pouvoir être divisé en deux séries bien individualisées, séparées par un horizon-repère :

— A la base, une formation argilo-sableuse, avec des faciès extrêmement variés. Malgré une discontinuité apparente, il semble que les couches inférieures seraient plutôt sableuses (butte de St-Etienne-au-Mont), les couches supérieures plutôt argileuses et bariolées (Longueville, La Neuville) ;

— Au sommet, une formation sableuse (Verlincthun, Forêt de Desvres, Vert Mont) renfermant accessoirement un peu de glauconie remaniée.

Entre les deux, une couche argilo-glauconieuse, avec microconglomérats et lumachelles à ostréidés, qui repose en discordance sur la série inférieure. Précédant une transgression albo-aptienne généralisée, elle représenterait une incursion marine temporaire analogue, d'une certaine façon, aux niveaux marins de la série houillère ou aux cordons ferrugineux et phosphatés de la série jurassique.

En ce qui concerne l'âge exact de cette incursion marine qui, pour le moment, semble unique, on ne dispose pas, à l'heure actuelle, d'éléments suffisants pour l'établir avec certitude.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AMEDRO F. et MANIA J. (1976). — L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, 3, p. 207-216, 4 fig.
- 2) BARROIS C. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. V, 1877-1878, p. 227-487, 18 fig.
- 3) 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, XLII, 439 p., 67 fig., 4 tabl., 12 pl.
- 4) BONTE A. (1963). — Le Wealdien du Boulonnais in Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon). *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, p. 327-331.
- 5) BONTE A. (1966a). — Le Quaternaire de la Pointe-aux-Oies entre Wimereux et Ambleteuse (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 183-186, 1 fig.
- 6) BONTE A. (1966b). — Sables et grès. Diagenèse précoce et diagenèse tardive. 91^e Congr. Soc. Sav., Rennes, t. II, p. 175-191, 2 fig.
- 7) BONTE A. (1971). — Poches de dissolution et argile résiduelle. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCI, p. 39-46, Pl. II et III (bibliogr.).
- 8) BONTE A. et BROQUET P. (1962). — L'Aptien du Boulonnais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll. Campagne 1961*, n° 269, t. LIX, p. 1-5, 1 fig.
- 9) BONTE A., COLLIN J.J. et LEROUX B. (1958). — Le Bathonien de la région de Marquise. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., C.R. coll. Campagne 1957*, n° 255, t. LVI, p. 9-20, 2 fig.
- 10) BONTE A. et GODFRIAUX I. (1958a). — Les formations de passage du Jurassique au Crétacé dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXVIII, p. 71-88, 2 fig., Pl. III.
- 11) BONTE A. et GODFRIAUX I. (1958b). — Le Wealdien du Boulonnais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., C.R. coll. Campagne 1957*, n° 255, t. LVI, p. 20-26, 4 fig.
- 12) BRIQUET A. (1903). — Le Crétacique inférieur dans le Sud du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXII, p. 2-11, 5 fig.
- 13) BRIQUET A. (1906). — Observations sur la composition du Crétacé inférieur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXV, p. 202-210.
- 14) CORSIN Paule (1950). — Découverte de sédiments rhétiens dans le Boulonnais. Étude préliminaire de leur flore et de leur faune. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXX, p. 243-272, 8 fig., Pl. XI-XIII.
- 15) DUTERTRE A.P. (1923). — Note sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLVIII, p. 35-74.

- 16) DUTERTRE A.P. (1924). — Remarques sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais et du Sud-Est de l'Angleterre. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLIX, p. 237-250, 1 fig., Pl. IV.
- 17) DUTERTRE A.P. (1937). — Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXII, p. 113-121 (présentée à la séance du 20 nov. 1935, t. LX, p. 106).
- 18) DUTERTRE A.P. (1938). — Sur l'Albien inférieur du Boulonnais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 207, p. 1058-1060
- 19) GOSSELET J. (1899). — Aperçu général sur la Géologie du Boulonnais. Extrait ouvr. offert par la Ville de Boulogne-sur-Mer. 28^e Congr. A.F.A.S., 50 p., 9 fig.
- 20) LANGRAND E. (1923). — Contribution à la Géologie de la Côte du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLVIII, p. 116-124, 2 fig.
- 21) LAPPARENT A. de (1879). — Le Pays de Bray. *Mém. Explic. Carte géol. dét. France*, 1 vol. 24 x 30, 182 p., 20 fig., 4 pl.
- 22) PARENT H. (1893). — Le Wealdien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXI, p. 50-91, 6 fig.
- 23) PARENT H. (1903). — Deuxième note sur le terrain wealdien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXII, p. 17-48, 13 fig., Pl. II.
- 24) PELLAT E. (1880a). — Compte rendu de l'excursion du 16 septembre entre Wimereux et Boulogne. *Bull. Soc. géol. France*, R. extra., (3), t. VIII, p. 609-614, 2 fig.
- 25) PELLAT E. (1880b). — Compte rendu de l'excursion du 18 septembre à Ecaux. *Ibid.*, p. 637-638.
- 26) PELLAT E. (1880c). — Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. *Ibid.*, p. 647-698, 3 fig.
- 27) PRUVOST P. (1921-1922). — Révision de la feuille de Boulogne au 1/80.000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C.R. Coll. Campagne 1921, t. XXVI, n° 146, p. 142-158, 1 fig.
- 28) PRUVOST P. (1923-1924). — Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 156. t. XXVIII, 72 p., 18 fig., 4 pl.
- 29) Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Boulogne-sur-Mer du 9 au 18 septembre 1880. *Bull. Soc. géol. France*, (3), VII, p. 483-699.
- 30) RIGAUX E. (1863). — Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, I, 1864-1872, n° 4, p. 95-123, 1 pl., coupes.
- 31) RIGAUX E. (1889). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, XIV, 109 p., 2 tab., 2 pl.
- 32) VAN DEN BROECK E. (1880a). — Observations au compte rendu de l'excursion entre Wimereux et Boulogne. *Bull. Soc. géol. France*, R. extra., (3), VIII, p. 616-619.
- 33) VAN DEN BROECK E. (1880b). — Observations au compte rendu de l'excursion à Ecaux. *Ibid.*, p. 638-639.
- 34) VAN DEN BROECK E. (1881). — Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques étudiés dans leurs rapports avec la géologie stratigraphique. *Mém. Ac. roy. Sciences, Lettres et Beaux-Arts, Belgique*, t. XLIV, 1880, 180 p., 34 fig., 1 pl. coul.
- 35) WATERLOT M. et THIBAUT J.CI. (1958). — Stratigraphie du Jurassique supérieur et du Wealdien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C.R. coll. Campagne 1958, n° 257, t. LVI, p. 1-6.
- 36) Carte géologique de la France à 1/80.000. Feuille 3, Boulogne : 1^{re} édition (1876), 2^e édition (1885), 3^e édition (1928).
- 37) Carte géologique de la France à 1/80.000. Feuille 14, Rocroi : 1^{re} édition (1884), 2^e édition (1939).
- 38) Carte géologique de la France à 1/50.000. Feuille XXI-3, Marquise (1971).
- 39) Carte géologique de la France à 1/50.000. Feuille XXI-4, Guines (1971).

Comportement de craies sous contraintes isotropes (0 à 800 bars)

par Bruno DUTHOIT, Robert HAZEBROUCK et Jacques PAQUET (*)

Sommaire. — Les courbes $P = P(\Delta V/V)$, avec P la contrainte isotrope et $\Delta V/V$ la variation volumique, ont été établies expérimentalement pour différents types de craies du Nord de la France (craies tendres et indurées). La déformation volumique, après un stade purement élastique, est irréversible. A chaque stade de la déformation, par observation en microscopie électronique à balayage associée à des mesures de porosité, on démontre la modification irréversible de la microstructure des craies tendres. Il y a densification par réorganisation de la matrice carbonatée. A l'échelle microscopique, il y a rupture localisée de liaisons entre particules élémentaires ou amas de particules. A ce niveau, l'état de contraintes n'est pas isotrope.

Le concept de gonflement des craies sous l'effet d'un environnement humide permet d'expliquer l'accroissement de la résistance à la rupture.

Summary. — The $P = P(\Delta V/V)$ curves with P as an isotropic stress and $\Delta V/V$ as a volumic variation have been experimentally established for different types of chalks of the North of France (soft and hardened). The volumic deformation after a mere elastic stage is irreversible. At each stage of the deformation, the irreversible modification of the microstructure of soft chalks is demonstrated by an electronic scanning microscopy observation associated to porosity measurements. There is a densification through re-organization of the carbonate matrix. At a microscopic scale, there is a localized breaking of links between elementary particles or clots of particles. At this level, the state of stress is not isotropic.

The concept of the swelling of chalks under the effect of a wet environment enables us to explain the increase of strength.

La microstructure des craies se distingue de celle de la plupart des roches, généralement microfissurées, par l'existence de liaisons intergranulaires peu développées et une très grande porosité. Cette microstructure particulière se traduit par un comportement mécanique caractéristique. En effet, la rupture peut être obtenue sous un champ de contraintes isotropes, ce qui est contraire aux critères classiques de rupture.

Après avoir défini les craies étudiées, le phénomène de la rupture sera mis en évidence sous ce type de sollicitation sur échantillons secs afin d'éliminer le rôle de l'eau interstitielle ; l'influence de l'eau sera ensuite étudiée sur des échantillons partiellement ou totalement saturés.

I. — DEFINITION DES TYPES DE CRAIES ETUDIÉES

Cinq craies du Nord de la France (2) furent étudiées : les craies "tendres", au nombre de trois, comprennent une craie blanche sénonienne prélevée dans la carrière de la Loisine à Barlin (P.-de-C.), une craie verte glauconieuse coniacienne et une craie grise turonienne prélevées dans une carrière de Sainghin-en-Mélantois, au SE de Lille ($X = 657,2$; $Y = 321,0$; $Z = 50$ m). Les craies "indurées" furent prélevées dans cette même carrière de Sainghin, au voisinage de bancs durcis conglomératiques constituant le tun d'âge coniacien : il s'agit d'une craie verte indurée et d'une craie grise indurée.

1) Microstructure en microscopie électronique à balayage.

La morphologie des vides et des constituants de la matrice crayeuse a été abordée semi-quantitativement sur photographies de fracture.

(*) L.A. CNRS 234, groupe Roches, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

Note déposée le 3 Février 1977.

Les valeurs numériques citées seront donc des moyennes.

La craie blanche (1, Tabl. I) est constituée de grains de calcite de 0,2 à 2 μm groupés en

amas de 3 à 15 μm de diamètre. Ces amas laissent entre eux des vides de taille très variable de l'ordre de 2 à 8 μm . Les vides, dans les amas eux-mêmes, entre particules élémentaires, peu-

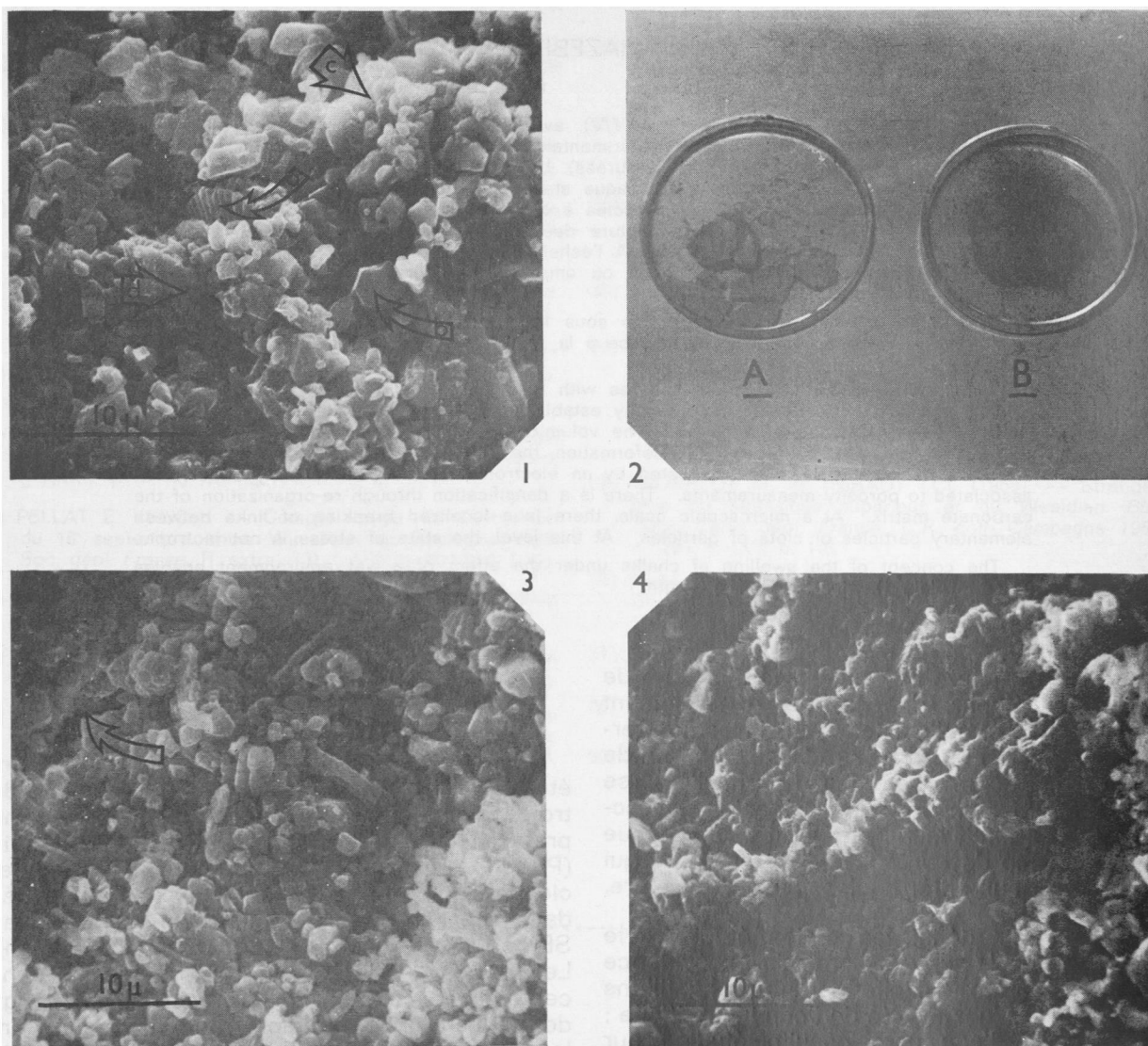


Tableau I.

1. Craie blanche non déformée : a, microorganisme ; b, grain de calcite ; c, amas ; d, pore inter-amas.
2. Deux échantillons de craie blanche après essai de porosité. A, craie intacte ayant subi une contrainte hydrostatique inférieure à 150 bars ; B, craie réduite en poudre ayant subi une contrainte hydrostatique supérieure à 150 bars.
3. Craie blanche ayant été soumise à une contrainte hydrostatique de 250 bars montrant la quasi disparition des gros pores et des liaisons inter-amas rompues.
4. Craie blanche ayant été soumise à une contrainte hydrostatique de 800 bars et montrant une densification poussée.

vent atteindre $1,5 \mu\text{m}$ de diamètre. Il faut noter que l'on rencontre dans ce type de craie blanche de nombreux restes d'organismes formés de grains élémentaires de l'ordre du μm . Etant donné l'importance des vides, les liaisons intergranulaires apparaissent peu développées. Les craies tendres grise et verte ont une structure assez peu différente de celle de la craie blanche. La craie verte peut cependant présenter des amas dont la taille peut atteindre $80 \mu\text{m}$.

Les craies "indurées" grise et verte, bien que présentant encore une structure en amas, se distinguent des craies "tendres" par leur faible porosité apparente, les vides de grande taille étant pratiquement inexistantes. Les contacts intergranulaires sont plus développés.

2) Porosité au mercure.

Des études de porosité au mercure sur ces différentes craies ont permis d'établir les spectres de porosité en fonction des rayons de pore équivalent (fig. 1). Les craies non "indurées" (1 à 3) ont une porosité totale élevée (34 à 45 %) et ont un rayon moyen de pore équivalent compris entre $0,1$ et $1 \mu\text{m}$.

Les craies "indurées" (4 et 5) ont des rayons moyens de pore équivalent beaucoup plus faibles compris entre $0,01 \mu\text{m}$ et $0,2 \mu\text{m}$. Leur porosité totale est plus faible (— 10 %).

La détermination des masses spécifiques et des teneurs en eau à saturation conduit au tableau II. Les masses spécifiques sèches sont

voisines de $1,7 \text{ g/cm}^3$ pour les craies tendres et de $2,2 \text{ g/cm}^3$ pour les craies indurées. Après saturation, les masses spécifiques humides sont voisines de 2 et $2,3 \text{ g/cm}^3$. Il est possible, à partir de ces valeurs expérimentales, de calculer la teneur en eau à saturation $W_{\text{sat}} = \gamma h_{\text{sat}} / \gamma d$; les valeurs calculées sont assez voisines de celles mesurées :

	γd g/cm ³	γh_{sat} g/cm ³	W_{sat} % (expérimentale)	W_{sat} % (calculée)
Craie blanche ..	1,6	2,01	30	27
Craie grise	1,7	2	19	18
Craie verte	1,75	2,1	20	20
Craie grise indurée	2,23	2,33	4,2	4,5
Craie verte indurée	2,26	2,35	3,5	3,9

Tableau II

La microstructure et les paramètres physiques de ces craies étant définies, leur comportement mécanique sera étudié en compression hydrostatique.

L'essai de compressibilité, développé en France par Morlier (5), caractérise bien ce comportement et permet de mettre en évidence le rôle de la microstructure. Cet essai sera d'abord envisagé sur matériau sec afin d'éliminer les effets de l'eau (3) et de mettre en évidence les phénomènes se rapportant au "squelette" de la roche.

II. — ESSAI DE COMPRESSIBILITE SUR CRAIE SECHE

1) Essais sur craies non "indurées".

a) Essais sur craie blanche.

Des essais effectués sur cubes de 5 cm d'arête dans une cellule de 600 bars ont permis d'obtenir les courbes $P = P(\epsilon_i)$ avec P , la contrainte isotrope et ϵ_i la déformation dans une direction i donnée. Ces courbes (fig. 2), linéaires dès l'origine, montrent que la craie n'est pas fissurée, une fissure étant considérée comme un vide aplati dont une dimension est donc infiniment petite par rapport à l'autre. Cette craie blanche est par ailleurs faiblement anisotrope. Les courbes $P = P(\epsilon_i)$ s'infléchissent pour

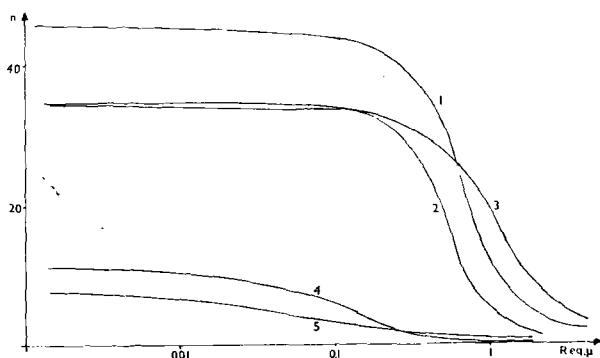


Fig. 1. — Spectres de porosité des craies étudiées en fonction de leur rayon de pores équivalents.

1, craie blanche. — 2, craie grise. — 3, craie verte.
4, craie grise indurée. — 5, craie verte indurée.

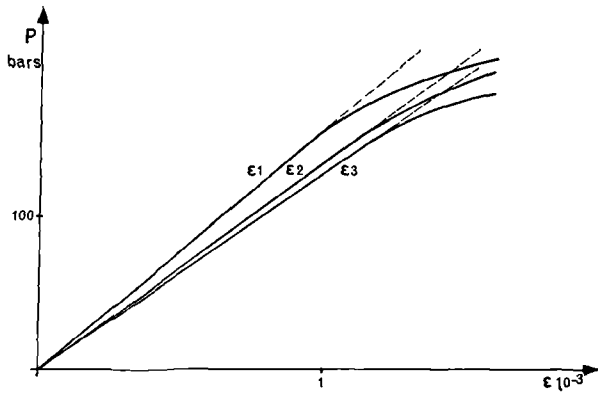


Fig. 2. — Essai de compressibilité sur craie blanche sèche. Courbes $P = P(\epsilon_i)$ avec P , la pression hydrostatique et la déformation dans une direction. L'indice 1 est relatif à la direction normale au plan de stratification.

des pressions voisines de 150 bars traduisant ainsi le début d'une phase de grande déformation qui n'est généralement pas obtenue en essai de compressibilité pour des roches classiques. Les déformations devenant très importantes au-delà de 150 bars environ, un autre mode de mesure a donc été utilisé (2). Les jauges extensométriques collées sur la craie risquaient en effet de dépasser leur taux de déformation admissible et n'offraient donc plus de résultats fiables.

Le porosimètre à mercure Carlo Erba utilisé permet de définir la répartition spectrale de la porosité par injection de mercure dans les pores de la roche sous pression contrôlée (800 bars environ). Il permet donc une mesure précise en continu de la dénivellation de mercure Δh (fig. 3) correspondant au volume injecté à la pression P . La roche étant enduite d'une protection souple et étanche, la dénivellation correspond à la variation de volume de l'échantillon (à une correction de compressibilité du mercure et de l'enduit près). Il a donc été possible d'obtenir la courbe $P = P(\Delta V/V)$ (fig. 4). Les courbes obtenues présentent trois parties distinctes correspondant à trois phases de déformation :

1° la phase A (de 0 à 150 bars environ) où la déformation est linéaire dès le début de la mise sous contrainte. Elle correspond à la déformation élastique du matériau pouvant être également obtenue par l'essai de compressibilité sur cube ;

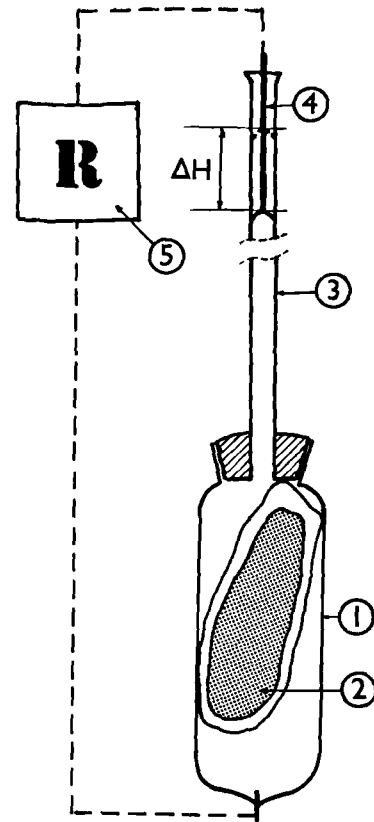


Fig. 3. — Schéma de l'appareillage utilisé pour la mesure globale de la variation volumique de l'échantillon en fonction de la pression de confinement.

1, dilatomètre du porosimètre contenant le mercure et l'échantillon. — 2, échantillon enduit d'une protection souple et étanche. — 3, tube capillaire de section S . — 4, aiguille palpeuse permettant de suivre la dénivellation ΔH du mercure dans le tube capillaire. — 5, enregistreur R de la pression en fonction de la variation volumique globale.

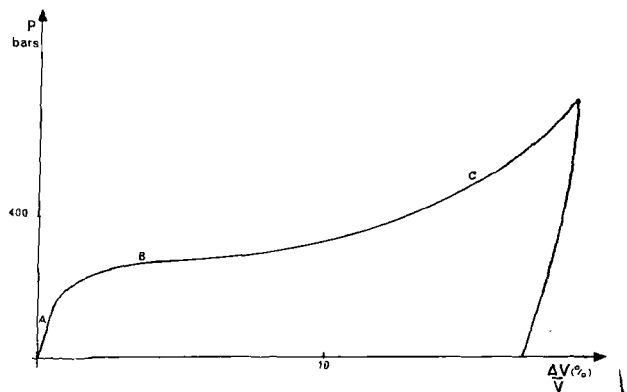


Fig. 4. — Essai de compressibilité sur craie blanche sèche.

2° la phase B (de 150 bars à 300 bars environ) où phase des grandes déformations ;

3° la phase C (au-delà de 300 bars) correspondant à un durcissement.

Après déchargement, une déformation résiduelle, supérieure à 15 %, est observée. Pour tenter de comprendre les phases B et C de la courbe $P = P(\Delta V/V)$, deux types de manipulations ont été réalisés à différents stades de la déformation :

— étude en fonction de la pression de l'évolution de la microporosité avec établissement d'histogrammes de porosité. On arrête un essai de déformation volumique à différents niveaux de pression et l'on effectue sur l'échantillon, après décharge, la mesure de porosité ;

— observations d'échantillons déformés en microscopie électronique à balayage.

Porosité (fig. 5).

Les courbes cumulatives de porosité ont été établies à partir d'essais de porosité au mercure pour les différentes phases de la déformation volumique.

Les différents paliers de pression choisis sont :

- P = 0 état initial (fig. 5 a)
- P = 140 bars début de la phase A (fig. 5 b)
- P = 250 bars phase B
- P = 600-800 bars phase C (fig. 5 d et c)

Dès 140 bars, il y a disparition presque totale des gros pores ($R \geq 1,25 \mu\text{m}$), et augmentation des vides de taille voisine de $0,60 \mu\text{m}$, avec peu de variation volumique et de porosité totale. Il semble donc que les vides de grande taille aient un rôle dans le phénomène de perte de linéarité de la courbe $P = P(\Delta V/V)$. De 140 à 600 bars (phase B et début de la phase C), il y a dérive du spectre vers les petits rayons de pores et donc augmentation progressive de la proportion des petits pores. La porosité totale diminue fortement de 45 à 35 %. De 600 à 800 bars (phase C), une légère augmentation de pourcentage des petits pores, accompagnée d'une faible variation volumique peut être constatée. La porosité reste quasi stable (35 à 34 %).

Un échantillon déformé, sous une contrainte supérieure à 150 bars environ et soumis à un essai de porosité au mercure, conduit lors de la désorption du mercure à la formation d'une

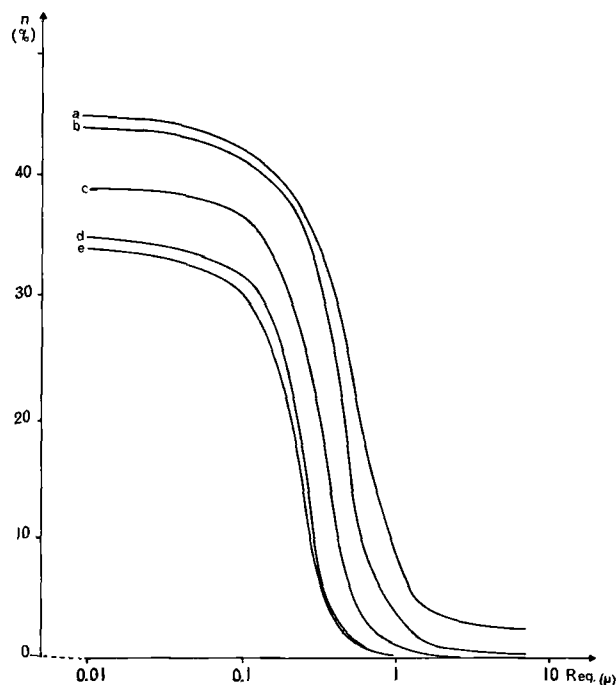


Fig. 5. — Evolution de la porosité de la craie blanche sèche en différents stades d'un essai de compressibilité et après déchargement.

a, P = 0 état initial, n = 45 %. — b, P = 140 bars, début de la phase B, n = 44 %. — c, P = 250 bars, phase B, n = 39 %. — d, P = 600 bars, phase C, n = 35 %. — e, P = 800 bars, phase C, n = 34 %.

poudre (2, Tabl. I), prouvant ainsi la multiplication des ruptures des liaisons entre particules.

Microstructure.

La photo 1, Tabl. I, montre la structure d'une craie non déformée. La structure en amas, ainsi que les gros pores sont particulièrement bien visibles : ces gros pores correspondent aux vides inter-amas. En 3, Tabl. I, on voit, après déchargement, une craie prélevée dans la phase B à 280 bars. La structure en amas est encore visible, mais les vides inter-amas ont pratiquement disparu. Le passage de la phase A à la phase B se fait donc bien par disparition des gros pores, ce que les mesures de porosité avaient démontré. Les vides inter-amas disparaissent donc lors de l'augmentation de P. Il y a désolidarisation et réarrangement des amas entre eux. Ces derniers viennent combler les

gros pores (10 % de la porosité) : il y a faible baisse de la porosité. Il faut donc situer la rupture des liaisons inter-amas (selon la fig. 6) à une contrainte hydrostatique voisine de 150 bars. L'état de contrainte au niveau des liaisons inter-amas n'est donc pas isotrope.

Un échantillon prélevé dans la phase C (à 800 bars, par exemple) montre que (4, Tabl. I) les liaisons intergranulaires sont pratiquement toutes rompues puisque la structure en amas n'est plus visible et que la densification est plus poussée. L'échantillon n'est plus qu'un agencement de grains compactés issu de la réorganisation progressive des amas puis des grains élémentaires après rupture des différentes liaisons.

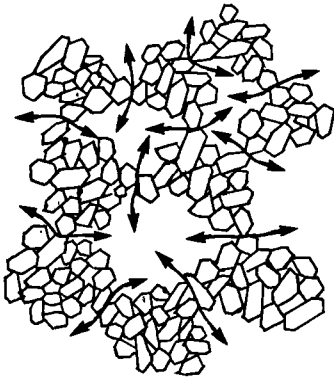


Fig. 6. — Schéma interprétatif de l'initiation de ruptures au niveau des liaisons inter-amas.

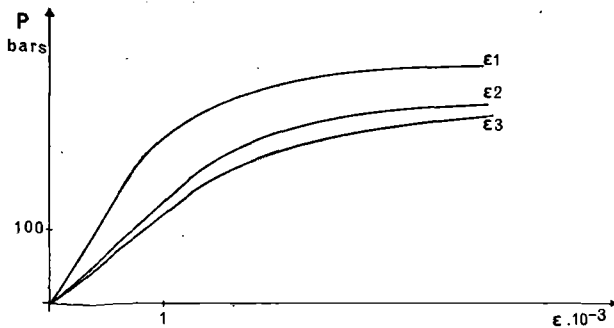


Fig. 7. — Essai de compressibilité sur craie grise sèche. L'indice ϵ se réfère à la direction perpendiculaire à la stratification. Courbes $P = P(\epsilon_i)$.

b) Essais sur craie verte et sur craie grise "non indurées".

La craie grise présente une courbe de compressibilité analogue à celle de la craie blanche, la contrainte séparant les phases A et B correspondant à la rupture est voisine de 160 bars (fig. 7 et 8). Le module d'Young calculé selon la direction I, perpendiculaire à la stratification est supérieur à ceux déterminés selon la direction et le pendage de la couche. Il y a anisotropie verticale imputable au phénomène sédimentaire.

La craie verte présente, elle, dans sa courbe de compressibilité une première phase A' correspondant à une phase de fermeture des fissures ; la porosité totale de fissure étant égale à $n_0 = 0,60 \%$, les anisotropies de matrice et de fissuration sont très marquées, le reste de la courbe étant comparable à la courbe de compressibilité de la craie blanche (fig. 9 et 10), la rupture ayant lieu pour une contrainte de 130 bars environ.

Les évolutions des spectres de porosité et de la microstructure après déformation sont similaires, pour ces deux craies, à celles observées pour la craie blanche (fig. 11 et 12).

Les craie "non indurées" ont donc un comportement analogue sous contrainte hydrostatique. Il est possible d'atteindre la rupture sous ce type de sollicitation au niveau des liaisons inter-amas.

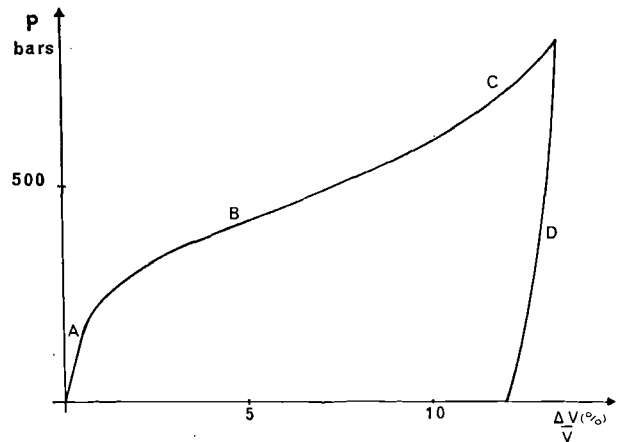


Fig. 8. — Essai de compressibilité sur craie grise sèche. Courbe $P = P(\Delta V/V)$.

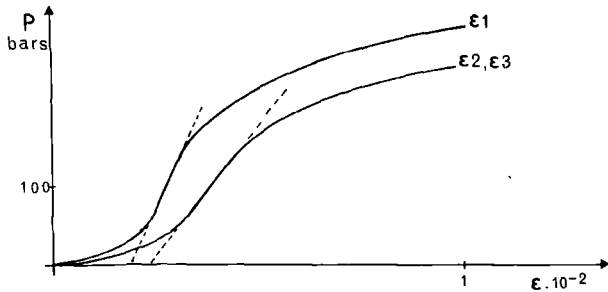


Fig. 9. — Essai de compressibilité sur craie verte sèche. Courbes $P = (P\epsilon_1)$. L'indice 1 se réfère à la direction normale à la stratification.

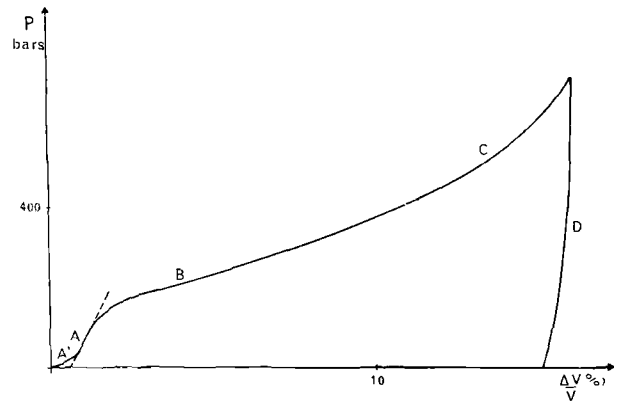


Fig. 10. — Essai de compressibilité sur craie verte sèche. Courbe $P = P(\Delta V/V)$.

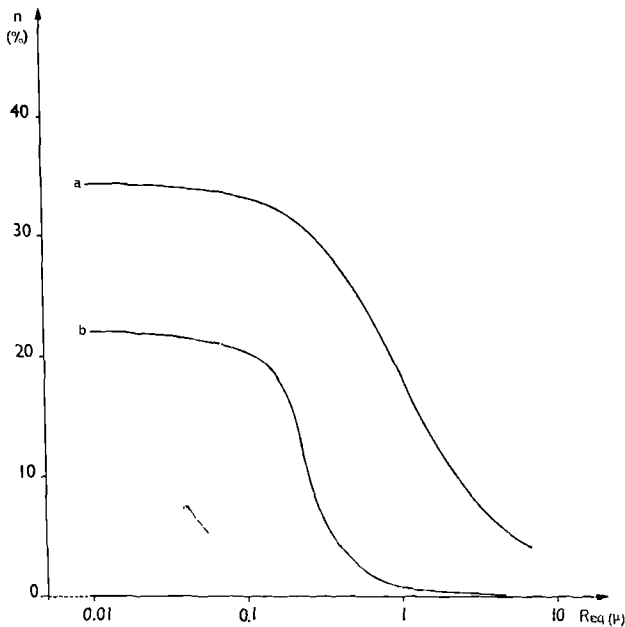


Fig. 11. — Craie grise : répartition de la porosité. a : avant l'essai de compressibilité. b : après essai de compressibilité sous 800 bars et déchargement.

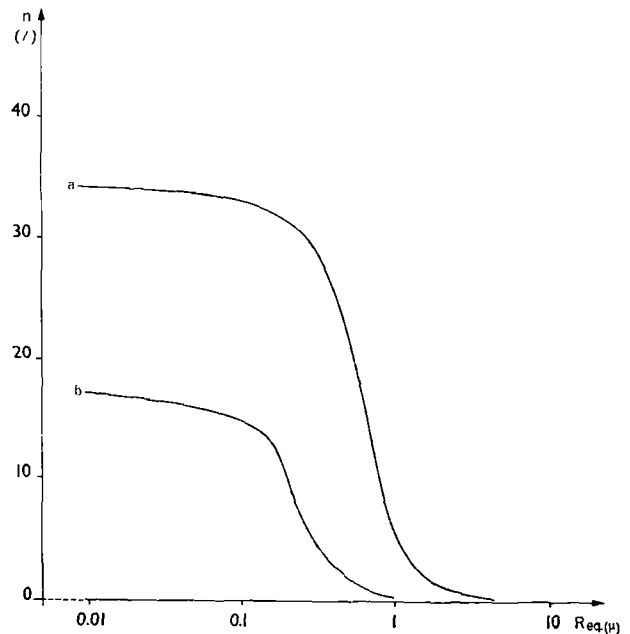


Fig. 12. — Craie verte : répartition de la porosité. a : avant essai de compressibilité. b : après essai de compressibilité sous 800 bars et déchargement.

2) Essais sur craies "indurées".

Les essais de compressibilité sur ces craies ne permettent pas de déceler de rupture, de variation de porosité ou de structure dans le

domaine de contraintes exploré (fig. 13) : leur comportement est analogue à celui des autres roches. On peut noter, simplement, que ces craies sont très anisotropes et non fissurées à l'échelle centimétrique.

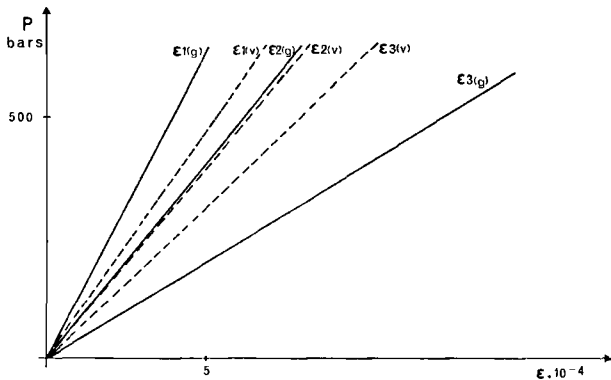


Fig. 13. — Essai de compressibilité sur craies indurées. Courbes $P = P(\epsilon_1)$, l'indice l se référant à la direction normale à la stratification.

v : craie verte indurée et g : craie grise indurée.

En conclusion, lorsque la pression hydrostatique appliquée à une craie tendre sèche dépasse une certaine valeur, de l'ordre de 150 bars, cette craie change de structure, des liaisons inter-amas et intergranulaires étant rompues.

On ne peut donc faire d'essais tri-axiaux classiques représentatifs sur la craie sèche pour des contraintes de confinement supérieures à cette valeur de 150 bars puisque l'application du déviateur, après mise sous pression hydrostatique ne se fait plus sur la roche initiale mais sur une poudre compactée qui n'a plus rien de commun avec le matériau initial.

III. — ESSAI DE COMPRESSIBILITE SUR CRAIE BLANCHE PARTIELLEMENT SATUREE

La résistance en compression simple d'un échantillon de craie saturée est 2 à 3 fois plus faible que celle d'un échantillon sec. La craie est un matériau très sensible à l'eau, même en très faible quantité (3). On pouvait donc s'attendre à avoir une résistance, sous contrainte isotrope, pour une craie partiellement saturée, inférieure à celle obtenue sur un échantillon sec de cette même craie. Notons que nous qualifions de « sec » un échantillon qui a été placé à l'étuve à 110° C pendant 3 semaines au moins et préparé ou testé sous atmosphère climatisée avec une humidité relative de l'air inférieure à

10 %. Un essai de compressibilité effectué sur une craie blanche ayant un degré de saturation de 70 % nous permet d'obtenir une courbe de compressibilité (fig. 14) qui présente le même aspect que celle obtenue sur craie sèche mais qui montre cependant des différences quantitatives. La contrainte de rupture qui, dans un essai de compressibilité, peut être définie par la perte de linéarité de la courbe $P = P(\Delta V/V)$, est de l'ordre de 250 bars alors que la même craie, mais sèche, la montre pour 150 bars.

Pour une gamme de pression plus large ($P = 800$ bars maximum), trois parties apparaissent, comme pour la craie sèche, dans la courbe $P = P(\Delta V/V)$: une phase A linéaire, une phase B de grande déformation et une phase C de durcissement. La déformation volumique relative résiduelle est inférieure à celle mesurée sur échantillons secs.

Cette augmentation de résistance à la rupture ne peut être imputée à une mise sous pression de l'eau interstitielle car celle-ci, mesurée au cours de l'essai (jusqu'à une mise sous contrainte isotrope d'environ 400 bars) par microcapteurs placés au sein de l'éprouvette (2) s'est révélée constamment nulle. La craie, comme d'autres roches poreuses (1, 6, 4), subit un gonflement dans une atmosphère humide (2, 3). La notion de « contrainte de gonflement » permet d'expliquer les variations volumiques observées et les variations de résistance mécanique. La contrainte de gonflement, pour une humidité

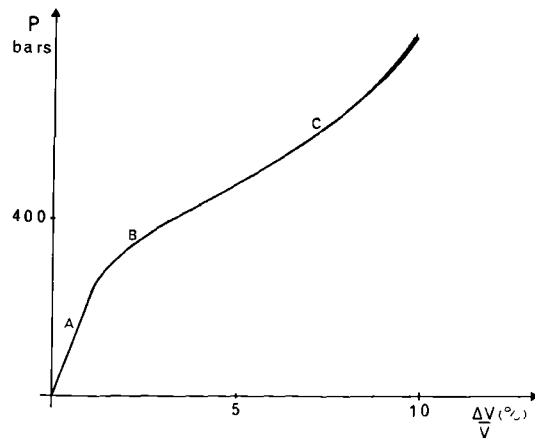


Fig. 14. — Essai de compressibilité sur craie blanche partiellement saturée ($S_r = 70\%$). Courbe $P = P(\Delta V/V)$.

donnée, est la contrainte hydrostatique de tension qui, appliquée au squelette de la roche sèche, produit la même variation de volume que l'humidité considérée. Dans le cas particulier de l'essai de compressibilité, la contrainte de gonflement applique une "précontrainte" qui tend à s'opposer à la déformation. Il est donc

logique de trouver des résistances légèrement supérieures à celles obtenues pour les échantillons secs et des déformations moindres.

Il n'en est pas de même pour les craies totalement saturées non drainées. La rupture n'est pas obtenue (fig. 15) sous contrainte hydrostatique, l'eau interstitielle reprenant également celle-ci.

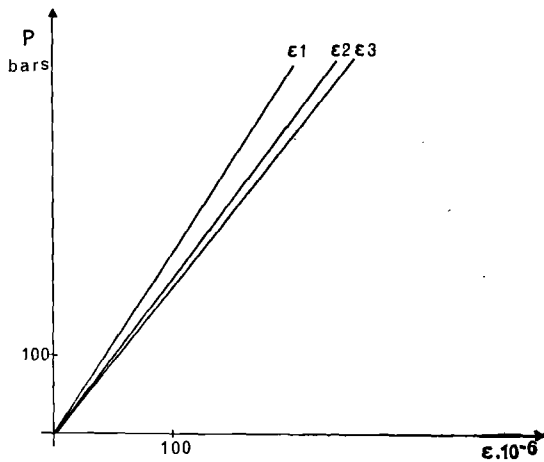


Fig. 15. — Essai de compressibilité sur craie blanche saturée non drainée. Courbe $P = P(\epsilon_i)$.

CONCLUSION

Soumise à un champ de contrainte isotrope, la craie tendre atteint la rupture. Celle-ci est engendrée par un état de contrainte non hydrostatique au niveau des liaisons inter-amas. Cette rupture initiale est suivie d'une phase de grande déformation durant laquelle la roche tend vers un matériau pulvérulent avec un réarrangement des grains et rupture des liaisons entre particules élémentaires. Celles-ci, ainsi dissociées, constituent, sous l'effet de la pression, un matériau de compacité maximale conduisant à un phénomène de durcissement.

L'eau engendre l'équivalent d'une précontrainte isotrope de tension qui tend à augmenter la résistance de la roche sous ce type de sollicitation.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) COLBACK P.S.B. et WILD B.L. (1965). — The influence of moisture on the compressive strength of Rock. *Proc. Symp. Rock Mech.*, 3rd, Toronto, p. 65-83.
- 2) DUTHOIT B. et HAZEBROUCK R. (1976). — Propriétés mécaniques de craies : relations avec leur microstructure, rôle de l'environnement. *Thèses de spécialité, Université de Lille I*, n° 571-572.
- 3) DUTHOIT B., HAZEBROUCK R. et PAQUET J. (1976). — Influence de l'eau sur les propriétés mécaniques de craies. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 13-20.
- 4) MORLIER P. (1970). — Rôle des fluides en mécanique des roches. *2° Cong. Soc. Int. Méca, Roches, Belgrade*.
- 5) MORLIER P. (1971). — Description de l'état de fissuration d'une roche à partir d'essais non destructifs simples. *Rock Mechanics*, vol. 3, p. 125-138.
- 6) POWERS T.C. (1968). — The thermodynamics of volume change and creep. *Mat. et Const.*, 1, 6, p. 487-508.

Rôle de l'environnement sur la forabilité de calcaires viséens du Boulonnais

par Jean-Pierre HENRY et Jacques PAQUET (*)

Sommaire. — Les vitesses de perforation d'outils au carbure et d'outils au diamant ont été mesurées dans des calcaires fins d'âge viséen du Boulonnais. On démontre l'effet du pH de l'eau de forage sur la vitesse d'avancement de ces deux types d'outils. Les résultats sont comparés à ceux, déjà connus, concernant la vitesse de pénétration dans le monocristal de calcite. L'influence du milieu est étendue en utilisant différents liquides organiques (benzène, toluène, alcools). Une relation est établie entre la vitesse de perforation pour un outil donné et la constante diélectrique du milieu choisi. Une interprétation en termes de vitesses de fissuration est faite à propos des mécanismes opérant en tête d'outil.

Summary. — Drilling rates of carbure and diamond bit were measured on fine grained viséan limestones (Boulonnais). The effect of the drilling water pH is shown on the penetration rate of these two types of tools. The results are compared with those already known which concern the drilling rate of calcite monocrystal. The environment influence is studied using different organic liquids (benzen, toluen and alcohols). For the diamond bit a relation is established between the drilling rate and the dielectric constant of the liquid. The mechanisms which occur at the tool tip are interpreted according to the slow crack motion which depends on the liquid.

Introduction

On connaît souvent par expérience le rendement d'un outil de perforation dans une formation lithologique donnée. Il reste néanmoins difficile de préciser les mécanismes microscopiques des déformations se produisant en tête d'outil et conditionnant ce rendement. Cette méconnaissance a pour conséquence la difficulté de proposer une amélioration au rendement d'un forage. Par ailleurs, la référence mécanique de la capacité de perforation d'une roche donnée par les nombreux outils sur le marché est fréquemment la résistance à la compression de la roche à forer : cette caractéristique est bien éloignée des phénomènes complexes se produisant en tête d'outil (1). De nombreux praticiens ont souligné les problèmes rencontrés au niveau de l'outil lors de la perforation d'ouvrages souterrains (2 et 3). Par ailleurs, les principaux paramètres mécaniques de la taille des roches lors du forage ont été précisés (1). Récemment, Westwood (4), à la suite de nombreux travaux sur l'influence de

l'environnement sur le processus de fracture, a présenté synthétiquement le problème de la perforation en termes de mécanique de la rupture en faisant intervenir les défauts cristallins des matériaux, l'influence de l'environnement sur la mobilité de ces défauts et la dureté des matériaux. L'influence de l'environnement sur la vitesse de perforation de l'outil dans la calcite (faces {1011}) ayant été étudiée (5), il nous a semblé intéressant d'effectuer des essais de perforation en environnement variable sur une roche carbonatée compacte. Nous avons choisi un "marbre du Boulonnais" d'âge viséen, provenant de la carrière Napoléon près de Marquise (Boulonnais) : il s'agit d'une biomicrite riche en débris de Brachiopodes.

Appareillage

Le système de carottage est constituée d'un carottier, soit à dents de carbure de diamètres 45 mm extérieur/39 mm intérieur, soit à couronne diamantée de diamètres 39 mm extérieur/35 mm intérieur. Les outils sont entraînés par un moteur Milwaukee pouvant varier de 500 à 1.000 tours/mn⁻¹.

L'ensemble peut se déplacer sur un bâti rigide par l'intermédiaire de roues dentées

(*) L.A. 234 CNRS, Groupes Roches. Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

Note déposée le 3 Février 1977.

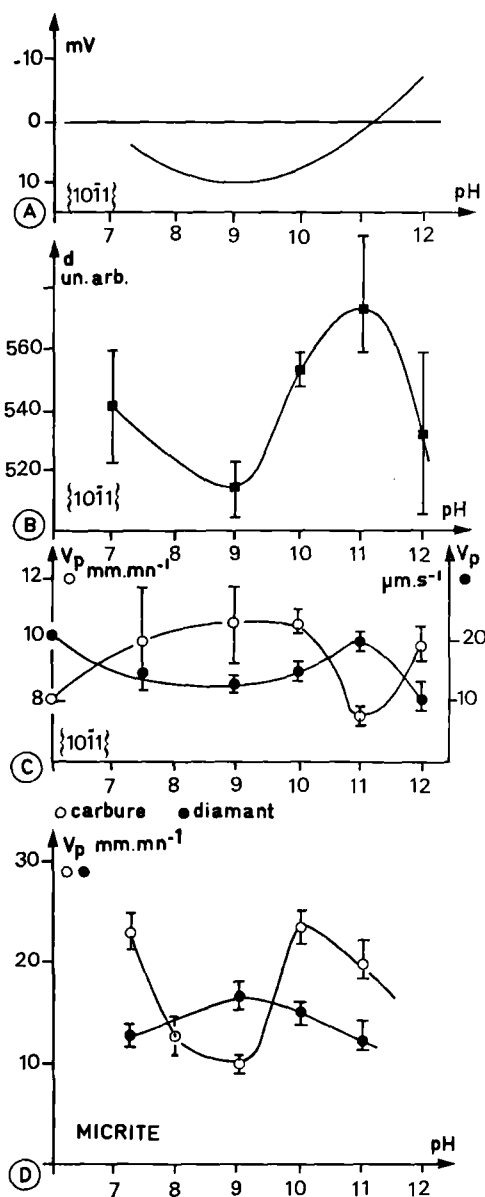


Fig. 1. — A, B et C d'après Westwood (4).

- A. Potentiel ζ sur faces $\{10\bar{1}1\}$ de la calcite pour différents pH.
- B. Microdureté sur faces $\{10\bar{1}1\}$ de la calcite pour différents pH.
- C. Vitesses de perforation dans une direction normale aux faces $\{10\bar{1}1\}$ de la calcite.
- D. Vitesses de perforation dans le calcaire microcristallin viséen pour différents pH.

coniques sur une vis sans fin. Une charge constante peut être appliquée sur l'ensemble moteur-carottier dont l'avancement est suivi par un comparateur fixé au châssis.

L'injection s'effectue par un touret relié à une chambre de mise en pression contrôlée et constante par air comprimé du liquide choisi.

Avant de présenter les résultats des manipulations en environnement variable, nous précisons la notion de potentiel ζ (zêta) qui caractérise une interface (solide-liquide).

Le contact liquide-solide et le potentiel zêta

Une revue complète de la notion de potentiel zêta a été présentée par Sennet et Oliver (6) à propos d'effets électrocinétiques. Soit donc un solide non métallique, un minéral, par exemple, plongé dans une solution. Il possède un potentiel de surface ψ_s caractérisant un équilibre entre solution et solide. Ce contact complexe, appelé "double-couche", sera, lui, caractérisé par l'adsorption d'ions à partir de l'environnement, par une distribution de défauts ponctuels dans la région voisine de la surface et enfin par l'équilibre entre ions du solide et ions en solution, équilibre défini par le produit de solubilité. Il y a décroissance exponentielle de la concentration en ions à partir de la surface du solide.

Dans le cas où il peut y avoir déplacement de la solution, il y a cisaillement de la partie la plus externe de la double-couche beaucoup moins liée que la partie la plus interne, côté solide. Le potentiel à partir duquel le cisaillement se produit est dit potentiel zêta (ζ). Il est relié en signe et en grandeur à ψ_s : il dépend de la concentration de l'électrolyte et de la valence des ions adsorbés. De nombreuses méthodes expérimentales permettent la mesure de ζ : on provoque, par exemple, le déplacement d'une solution par l'application, soit d'un gradient de potentiel (électrophorèse), soit d'un gradient de pression (potentiel d'écoulement).

La vitesse de perforation de monocristaux de CaCO_3

Westwood (4) interprète le travail de l'outil en associant son mode d'attaque et les mécanismes de déformation opérant dans le matériau. Il associe, en outre, l'environnement au développement de tels mécanismes. Sur le mono-

cristal de calcite, une corrélation apparaît (fig. 1 A, B, C) entre le potentiel ζ , la dureté et donc la vitesse de perforation d'un outil. La microdureté de surface du monocristal (faces $\{1011\}$) est liée aux différents systèmes de glissement des dislocations opérant sous l'effet d'un poinçonnement. La mobilité des dislocations est, elle, liée aux phénomènes de chimisorption du liquide imprégnant, donc au potentiel zêta. Pour différents pH, donc pour différentes valeurs du potentiel ζ et de microdureté, le rendement des outils au carbure et au diamant diffère. Pour un pH de 11, par exemple, donc pour un potentiel $\zeta \approx 0$ et une dureté maximale, c'est-à-dire une mobilité minimale des dislocations, la vitesse de pénétration de l'outil au diamant est maximale alors qu'elle est minimale pour l'outil au carbure. Le travail de l'outil dans le monocristal diffère selon sa nature.

Dans le cas d'un outil au carbure, le matériau est embouti, comprimé plus qu'il n'est découpé. En tête d'outil, les déformations plastiques sont importantes ; la multiplication des bandes de glissement et de macles nucléées des fissures. La déformation plastique du matériau entraîne la formation de fissures. On ne peut

donc retenir que l'efficacité d'un outil au carbure est directement liée à la déformabilité en domaine plastique du matériau et donc à l'environnement qui la facilite.

Dans le cas d'un outil au diamant, par contre, le matériau est gravé et craterisé par le jeu des nombreux éléments diamantés. Il y a microfissuration sous le diamant lui-même, et coalescence des fissures. A l'arrière du diamant, existe une zone relativement peu déformée où l'on peut soupçonner un état de traction. Plus le matériau est fragile et plus le développement d'une microfissuration est aisé, plus la coupe est efficace. Tout environnement inhibant la plasticité (potentiel $\zeta \approx 0$), favorise l'instabilité des microfissures. L'efficacité d'un outil au diamant est directement liée à la fragilité du matériau et à l'environnement provoquant l'instabilité de la microfissuration.

Il ressort donc que, lors de la pénétration d'un outil, interviennent conjointement :

- 1) le mode d'attaque de l'outil,
- 2) la réaction du matériau à forer, variable suivant l'environnement.

L'outil au carbure sera efficace si le matériau se déforme plastiquement de manière aisée ; l'outil au diamant le sera par contre si le matériau est fragile et si la multiplication et la propagation des fissures sont dominantes.

Nous examinerons cette relation (outil-matériau) dans le cas d'une roche calcaire monocristalline.

La vitesse de perforation du calcaire viséen

Les vitesses de perforation du calcaire viséen de la carrière Napoléon (près de Marquise - Boulonnais) ont été mesurées pour des pH de 7,2 à 11 pour les deux types d'outils (carbure et diamant) (rotation du carottier : 500 tours/mn⁻¹, pression d'injection : 0,1 kg/mm⁻², charge sur le carottier : 2 kg). Les vitesses de forage ont été calculées pour 60 secondes de travail au carottier carbure et pour 90 secondes au carottier diamant.

Les résultats présentés dans la figure 2 D sont différents de ceux relatifs au monocristal (fig. 1 C). Pour un pH de 9, par exemple, la vitesse de pénétration est maximum pour le carottier diamant et minimum pour le carottier au carbure, alors que l'inverse est observé pour pH de 11.

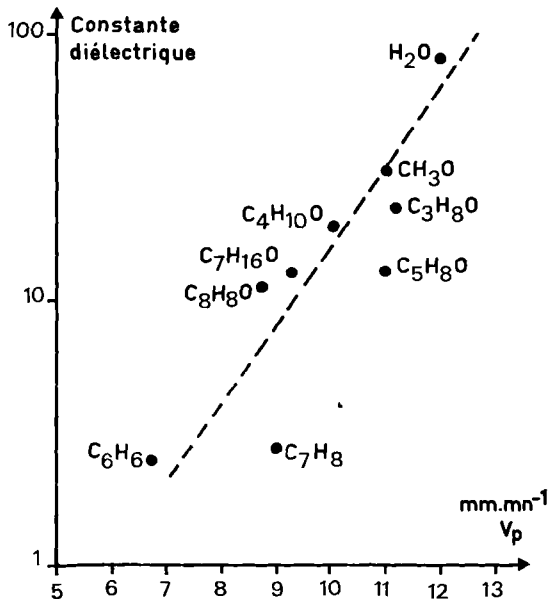


Fig. 2. — Vitesses de perforation d'un outil diamanté dans le calcaire viséen en fonction de la constante diélectrique de différents liquides de forage.

Le polycristal de calcite ne présente pas le même comportement sous l'outil que le monocristal du fait de sa structure propre. Il s'agit, dans le cas présent, d'un polycristal fait de grains élémentaires de l'ordre du μm , très denses. La porosité ouverte du calcaire est, en effet, de l'ordre du % et le rayon moyen de pore équivalent, de l'ordre de la centaine d'Å. Le calcaire microcristallin a un comportement fragile à la température ambiante (7, 8) avec une résistance à la rupture en compression élevée de l'ordre de 40 daN/mm^2 (soit deux fois plus environ que le monocristal). L'examen en microscopie électronique des fractographies de rupture indique une rupture intergranulaire pour les grains de l'ordre du μm et intragranulaire par clivage pour les plus gros. Aucune plasticité intracristalline, lors des essais de compression simple, n'a pu être décelée, qu'il s'agisse de mâcles ou de contenu en dislocations. La texture même du matériau et son évolution sous l'outil devient le paramètre mécanique dominant dans le cas d'une roche microcristalline.

Dans le cas d'un outil au carbure, on peut supposer que toute déformation "plastique" procède essentiellement du développement de microfissures (ruptures aux joints et clivages) permettant le glissement aux joints et éventuellement le mâclage. On peut supposer que les déformations en tête d'outil sont analogues à celles observées dans les essais de compression : elles seraient essentiellement le fait de la microfissuration. Au maximum de fragilité du matériau (potentiel $\zeta \approx 0$) et microdureté maximale de la calcite, il y a développement préférentiel des microfissures par ruptures, soit aux joints, soit par clivage. L'écoulement du matériau vers l'arrière de l'outil se fera par glissements de grains unitaires ou d'amas de grains.

Dans le cas d'un outil au diamant, le processus d'attaque de la roche microcristalline est totalement différent du cas précédent. Les contacts entre les nombreux diamants et la roche sont quasi-punctuels. On peut concevoir une déformation très localisée plastique au niveau d'un ou plusieurs grains. Cette déformation plastique localisée peut avoir pour conséquence un développement de microfissures. La décohesion de grains peut être envisagée à la fois comme la conséquence de la déformation plastique intracristalline limitée à quelques grains et comme le développement par rupture fragile

de fissures aux joints. La forme relativement aplatie de la courbe de vitesse de perforation peut hypothétiquement s'expliquer : à un effet de fragilité, se surimpose pour des pH de 9, c'est-à-dire pour un potentiel ζ élevé dans le monocristal, un effet de plasticité.

Influence de l'environnement sur la vitesse de perforation

Les molécules organiques, dont on peut aisément choisir le nombre constitutif N_c de carbone, font varier le potentiel ζ de la roche (4, 5) (travaux sur l'alumine, le quartz, le feldspath et différents granites).

Nous avons effectué des essais de pénétration d'un outil-diamant dans l'eau, le toluène, le benzène et différents alcools. La vitesse de pénétration est parfois figurée en fonction du nombre N_c de carbone de la molécule du liquide organique utilisé (4, 5). Cette figuration ne rend malheureusement pas compte d'un quelconque effet physico-chimique. Nous avons choisi de représenter l'influence de la constante diélectrique sur la vitesse de perforation (fig. 2) car cette constante rend compte de l'influence des liquides sur la vitesse de propagation lente des fissures (9). Rappelons que sous une charge inférieure à la charge critique de rupture, il peut y avoir propagation lente. En prenant en compte un facteur Y caractéristique de la géométrie de l'éprouvette et des défauts, σ la contrainte appliquée et a , la demi-longueur du défaut évolutif, on a K_I (facteur d'intensité de contrainte) $= Y\sigma\sqrt{a}$. K_I est représentatif de l'état de contrainte en tête d'une fissure sollicitée en traction (mode 1). Lorsque $K_{I_{csc}} < K_I < K_{Ic}$ avec K_{Ic} , le facteur d'intensité de contrainte critique (rupture brutale) et $K_{I_{csc}}$, la limite inférieure de K_I au-dessous de laquelle la fissure n'évolue plus sous corrosion, il y a propagation lente de fissure. Les courbures $V = V(K_I)$ avec V , la vitesse de propagation lente de fissure et K_I , le facteur d'intensité de contrainte en mode 1 (traction) sont du type K_I^n dans différents liquides (fig. 3 A). L'exposant n varie avec le logarithme la constante diélectrique du milieu environnant (fig. 3 B) (10). On conçoit donc que pour une valeur du facteur d'intensité de contrainte K_I donnée (fig. 3 A), au niveau de l'outil, les vitesses de fissurations sont d'autant plus élevées que la pente n des courbes $V = V(K_I)$ est faible. En associant les courbes de vitesse

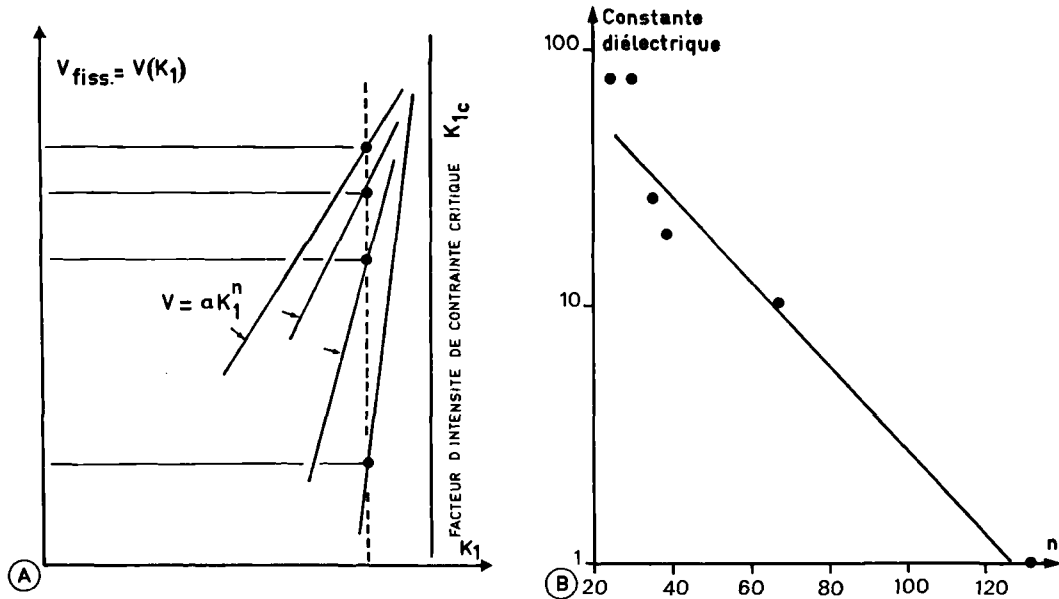


Figure 3

- A. Représentation schématique de différentes courbes $V = V(K_1)$ de la forme αK_1^n avec V , vitesse de fissuration lente et K_1 , facteur d'intensité de contrainte dans différents liquides, d'après Henry et Paquet (10).
- B. Relation entre l'exposant n des courbes αK_1^n de fissuration en fonction de la constante diélectrique des liquides environnants.

de fissuration et de vitesse de perforation, on voit qu'à une valeur de la constante diélectrique élevée (fig. 3 B) correspond une valeur de n faible [c'est-à-dire une vitesse de fissuration importante (fig. 3 A)] et donc une valeur élevée de la vitesse de perforation. Il ressort donc que, pour différents environnements la vitesse de perforation est directement liée aux vitesses de fissuration du matériau. Le mécanisme de fissuration, et donc les conditions physico-chimiques la développant, conditionnent le rendement de l'outil.

Conclusion

On ne peut comparer directement les résultats de forabilité dans le monocristal et dans le polycristal de calcite. Dans le monocristal, la plasticité procède uniquement de glissements intracristallins liés à la production et au déplacement des dislocations.

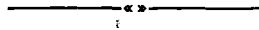
Une relation existe entre cette mobilité des dislocations et le potentiel zêta caractéristique

du liquide au contact du monocristal. Dans le polycristal étudié, fait de grains de l'ordre du micron, la plasticité intracristalline à l'échelle du grain ne peut intervenir que dans le cas où le contact outil-roche est quasi ponctuel, ce qui paraît être le cas des contacts diamants-roche. La plasticité macroscopique, au sens mécanique du terme, conduisant par exemple à un écoulement du matériau, est rendue possible par la multiplication des fissures par décohésion des grains et éventuellement par clivage si la taille des grains est de l'ordre de $10\ \mu\text{m}$. On doit par ailleurs noter que le mode d'attaque des deux types d'outils est différent. Pour l'outil au carbure, c'est essentiellement le couple appliqué qui intervient, alors que pour l'outil diamanté, il s'agit essentiellement du poids même de l'outil.

On notera que pour les deux types d'outils utilisés, la multiplication des fissures conditionne l'avancement. Les environnements favorisant la microfissuration favorise également la perforation.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) NGUYENMINH D. (1975). — Contribution à l'étude de la " taille " des roches. *Rev. Inst. Franç. Petr.*, vol. XXX, n° 3, p. 473-498.
- 2) FOURMAINTRAUX F. (1972). — Machines foreuses pour tunnels et galeries. Techniques et bases théoriques de de l'abattage mécanique des roches. *Rapport de Rech.*, n° 20, L.C.P.C.
- 3) Collectif (1974). — Les procédés modernes de construction des tunnels. *Journées d'études, 14-15 octobre 1971, Centre Etudes Tunnels, Lyon.*
- 4) WESTWOOD A.R.C. (1974). — Tewksbury lecture : Control and application of environnement - sensitive fracture processes. *Journ. of materials Sc.*, 9, p. 1871-1895.
- 5) MAC MILLAN N.H., JACKSON R.E. et WESTWOOD A.R.C. (1975). — Environnement Enhanced Drilling in Rock in surfaces and interfaces of Glass and Ceramics. *Appl. Rock Mech., Proc. 15th Symp. Rock. Mech., South Dakota, ASCE*, p. 469-500.
- 6) SENNETT P. et OLIVIER J.P. (1965). — Colloidal dispersions - Electrokinetic effects and the concept of zeta potentiel. *Am. Chem. Soc., Washington, D.C.*, p. 75-92.
- 7) DOUKHAN J.C., HENRY J.P. et PAQUET J. (1976). — Microstructure and brittle behaviour of fine grain calcite (micrite). *Journ. Mat. Sc.*, 11, p. 1884-1892.
- 8) HENRY J.P. et PAQUET J. (1975). — Le problème de la rupture des roches : rupture brutale et cinétique de fissuration. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCV, 3, p. 119-137.
- 9) HENRY J.P., PAQUET J. et TANCREZ J.P. (1977). — Experimental study of crack propagation in calcite Rocks. *Int. J. Rocks Mechanics*, vol. 14, p. 85-91.
- 10) HENRY J.P. et PAQUET J. (1977). — Fracture brutale et fissuration lente dans les roches calcaires : Influence de l'environnement - Applications (à paraître).



ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Liste des fascicules disponibles en vente séparée jusqu'à épuisement du stock (*)

			Le fascicule
			—
Tome IX	(1881-82) fascicules 1, 2, 4 et 5	36,00 F.
Tome XI	(1883-84) fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XIII	(1885-86) fascicules (1-2), 3, 4, 6	36,00 F.
Tome XIV	(1886-87) fascicules 1, (2-3), 4	48,00 F.
Tome XV	(1887-88) fascicules 1, 2, (5-6)	48,00 F.
Tome XVI	(1888-89) fascicules 1, 5, 6	36,00 F.
Tome XVII	(1889-90) fascicules 4, 5, 6	36,00 F.
Tome XVIII	(1890) fascicule 3	48,00 F.
Tome XIX	(1891) fascicules 2, (3-4), (5-6)	48,00 F.
Tome XXII	(1894) fascicule 3	48,00 F.
Tome XXIII	(1895) fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XXVI	(1897) fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXVII	(1898) fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XXVIII	(1899) fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXIX	(1900) fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome XXX	(1901) fascicules 1, 2, 3, 5	36,00 F.
Tome XXXI	(1902) fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXII	(1903) fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXIII	(1904) fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome XXXIV	(1905) fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXV	(1906) fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVI	(1907) fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVII	(1908) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXVIII	(1909) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XL	(1911) fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLI	(1912) fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XLII	(1913) fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLIII	(1914) fascicules 2, (3-4)	56,00 F.
Tome XLV	(1920) fascicule 2	48,00 F.
Tome XLIX	(1924) fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome L	(1925) fascicule 2	86,00 F.
Tome LI	(1926) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.

(*) Les Annales de la Société géologique du Nord sont normalement en vente par **tomés entiers** (voir tarif couverture). Cependant, un certain nombre de fascicules sont actuellement disponibles et seuls vendus séparément. Selon la décision du Conseil du 11 avril 1974 leur prix varie en fonction de celui du volume complet.

			Le fascicule
			—
Tome LII	(1927) fascicule 1	72,00 F.
Tome LIII	(1928) fascicule 2	48,00 F.
Tome LIX	(1934) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LX	(1935) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXI	(1936) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXII	(1937) fascicule 1	86,00 F.
Tome LXIII	(1938) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXIV	(1939) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVI	(1946) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVII	(1947) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVIII	(1948) fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXIX	(1949) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXXI	(1951) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIV	(1954) fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXXV	(1955) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXVI	(1956) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXVIII	(1958) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIX	(1959) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXX	(1960) fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome LXXXI	(1961) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXXII	(1962) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIII	(1963) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIV	(1964) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXV	(1965) fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXVI	(1966) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVII	(1967) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVIII	(1968) fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome LXXXIX	(1969) fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome XC	(1970) fascicules 2, 3, 4	54,00 F.
Tome XCI	(1971) fascicule 4	54,00 F.
Tome XCII	(1972) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.

FASCICULES SPECIAUX

Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1)	55,00 F.
Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4)	80,00 F.
Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3)	55,00 F.
Fascicule « Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (Tome XCVI, fascicule 4 et Tome XCVII, fascicule 1)	200,00 F.

Étude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)

par **Jean CHOROWICZ**

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

PUBLICATION N° 1

331 pages avec nombreuses figures
10 planches photographiques hors-texte
1 carte géologique au 1/200.000

PRIX DE VENTE : 130,00 F.

au siège de la S.G.N., B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq

Cette importante contribution intéresse un secteur des Dinarides externes compris entre l'Adriatique et le Bassin Pannonique du méridien de Split.

Après un aperçu historique bibliographique, la deuxième partie de l'ouvrage est consacrée à une description stratigraphique très complète accompagnée de profils et tableaux synthétiques.

Le troisième chapitre, consacré à la tectonique, met en évidence le rôle tectonique de la structure transversale et comporte une abondante illustration.

Enfin, la dernière partie du travail retrace l'évolution paléogéographique et replace la ligne structurale Split-Karlovac dans un contexte de tectonique globale permettant de proposer une interprétation originale des rapports entre les éléments du système alpino-carpatho-dinarique.

MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Tome I :	
Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	280,00 F.
Mémoire N° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	210,00 F.
Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	30,00 F.
Tome II. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice</i> , 1882	épuisé
Tome III. — Ch. BARROIS, <i>Faune du Calcaire d'Erbray</i> , 1889	épuisé
Tome IV :	
Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, <i>Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	75,00 F.
Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, <i>Etude micrographique des terrains sédimentaires</i> , 590 p., 10 pl.	épuisé
Tome V. — M. LERICHE, <i>Etude des Poissons fossiles du Nord de la France et régions voisines</i> , 1906 ..	épuisé
Tome VI :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	72,00 F.
Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2	280,00 F.
Mémoire N° 3. - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	130,00 F.
Tome VII :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	85,00 F.
Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, <i>Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France</i> , 1913	épuisé
Tome VIII :	
Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, <i>Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France</i> , 1923	épuisé
Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	100,00 F.
Tome IX :	
Mémoire N° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	360,00 F.
Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	80,00 F.
Tome X :	
Mémoire N° 1 - A. CARPENTIER, <i>La flore wealdienne de Féron-Glageon (Nord)</i> , 1927	épuisé
Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	150,00 F.
Tome XI. — A. DUPARQUE, <i>Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais</i> , 1934	épuisé
Tome XII. — D. LÉMAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	280 00 F.
Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	210,00 F.
Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	70,00 F.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), Fascicule II (Terrains secondaires), Fascicule III (Terrains tertiaires)	épuisés
Fascicule IV (Terrains quaternaires)	24,00 F.
<i>Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000°</i> (par J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI)	35,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M.), COPESEP et S.N.P.A.)	35,00 F.

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques	25,00 F.
Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie	25,00 F.
Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie	25,00 F.
Série IV. — Pétrographie des Houilles	25,00 F.
Série V. — La flore houillère. 1° Les plantes à feuilles de Fougères	25,00 F.
Série VI. — Les étapes de la Préhistoire	25,00 F.

Les membres bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

SOMMAIRE

Tome XCVII

2^{me} trimestre

	Pages
M. LYS et P. LEBOULENGER. — Témoins micropaléontologiques du Carbonifère moyen (Moscovien) de l'île de Rhodes (Grèce)	103
J.P. CARBONNEL et A. BLONDEAU. — Le groupe paléogène de Kerghana (Afghanistan du SW). Implications paléogéographique et structurale	107
A. BLIECK. — A propos d' <i>Althaspis vimiensis</i> White (Vertébrés, Agnathes, Hétérostracés) du Dévonien inférieur de Vimy-Fresnoy (France, P.-de-C.). Essai sur la répartition géographique et stratigraphique du genre <i>Althaspis</i>	115
P. DE WEVER. — Mise en évidence d'importants affleurements de roches éruptives à la base de la nappe du Pinde-Olonos, au sein de la "Formation à Blocs" (Péloponnèse, Grèce)	123
Y. PLUSQUELLEC and I. TCHUDINOVA. — The microstructure of <i>Parastriatopora</i> Sokolov, 1949 (Siluro-Devonian Tabulata)	127
A. BONTE. — La tranchée du Vert Mont à Réty (Pas-de-Calais). Essai critique sur le Crétacé inférieur du Boulonnais	131
B. DUTHOIT, R. HAZEBROUCK et J. PAQUET. — Comportement de craies sous contraintes isotropes (0 à 800 bars)	143
J.P. HENRY et J. PAQUET. — Rôle de l'environnement sur la forabilité de calcaires viséens du Boulonnais	153