

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCII

1972

4^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

ARTICLE 2.

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

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

ARTICLE 5.

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

Extraits du Règlement intérieur

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

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

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations

France : 30 F pour les étudiants non salariés
50 F pour les personnes physiques
100 F pour les personnes morales

Etranger : 55 F pour les personnes physiques
100 F pour les personnes morales

Abonnement annuel : 100 F.

Pour tous renseignements et abonnement, s'adresser à :

M. le Secrétaire de la Société, Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
C.C.P. LILLE 5247 — Crédit du Nord : 100/3/10358 — Téléphone 52.14.20 ou 52.02.10

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Compte Chèques Postaux : Lille 5247

Tomes I à X (reste Tome X)	70,00 F.
Tomes XI à XX (manque XV, XVI)	70,00 F.
Tomes XXI à XXX (manque XXIII)	70,00 F.
Tomes XXXI à XL (reste XXXI, XXXII, XXXIII, XXXIV, XXXVI)	70,00 F.
Tomes XLI à L	épuisés
Tomes LI à LX (reste LII, LVIII, LIX, LX)	78,00 F.
Tomes LXI à LXVII (manque LXIV)	78,00 F.
Tomes LXVIII à LXX	71,00 F.
Tomes LXXI à LXXXIII	78,00 F.
Tomes LXXXIV et LXXXV	84,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants	104,00 F.

Exceptionnellement, le fascicule 1 du Tome LXXXIX (Géologie du Nord de la France) est en vente au prix de 39,00 F. ainsi que le fascicule 4 du Tome XC (Centenaire de la S.G.N.) au prix de 75,00 F.

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

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCII

1972

4^me trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1972 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. G. SOULIEZ
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J. DERCOURT
<i>Vice-Présidents</i>	M. E. MÉRIAUX
	M. P. CELET
<i>Secrétaire</i>	M. J. DIDON
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.J. FLEURY
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. S. LOBOZIAK
<i>Conseillers</i>	M. J. PROUVOST
	M. J. GANTOIS
	M. P. DOLLÉ
	M ^{lle} D. BRICE
	M. Y. GODFRIAUX
	M. J. SOMMÉ

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

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
Tél. 52.14.20 ou 52.02.10 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 8 NOVEMBRE 1972

PRÉSIDENCE DE MONSIEUR G. SOULIEZ, PRÉSIDENT

Monsieur G. SOULIEZ ouvre la séance et annonce le décès de M. FRIEDEL, membre à vie de la Société, décédé en Juillet 1972, ainsi que celui de M. Charles CHARTIEZ, Directeur de la Société Chartiez et Fils, décédé le 31 Juillet 1972.

Monsieur le Président présente ensuite aux Membres de la Société M. Henri CHARLESWORTH, Professeur à l'Université Edminton (Alberta, Canada), qui sera à Lille durant l'année universitaire 1972-1973.

Communication orale

M. BERGHIN. — Problèmes géologiques et géotechniques de fondations dans le sous-sol lillois. Exemple : le « Diplodocus » (*).

SEANCE ORDINAIRE DU 6 DECEMBRE 1972

PRÉSIDENCE DE MONSIEUR J. DERCOURT, VICE-PRÉSIDENT

Conformément aux statuts, Monsieur DERCOURT, fait d'abord procéder au tour indicatif pour l'élection du premier Vice-Président 1973. Les résultats sont les suivants :

M. Y. GODFRIAUX	16 voix
M ^{me} Paule CORSIN	1 voix
M. J. CHARVET	1 voix

(*) Cette communication orale ne sera pas insérée dans les Annales de la Société.

Communications orales

M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique d'une kata-impsonite (ou cata-bituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon.

J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale).

Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX. — Découverte d'une flore néocomienne dans les " grès supérieurs " de Bokor (Cambodge méridional).

Communication écrite

G. MATHIEU. — Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Mauges et du Bocage vendéen (France).



Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Mauges et du Bocage vendéen (France)

par Gilbert MATHIEU (*)

Résumé. — Cet article correspond à un essai de synthèse des résultats obtenus par l'auteur et les géologues ayant travaillé dans cette région. Il résume la série stratigraphique : Antécambrien, Cambrien, Ordovicien-Silurien, Dévonien et petits bassins houillers de Vendée. Les anciennes interprétations sont révisées grâce aux datations d'âge absolu et ainsi ressort la généralité des phénomènes volcaniques (rhyolitiques) ; les découvertes assez rares de fossiles dans des schistes épimétamorphiques sont également pointées dans le temps et l'espace géographique.

En ce qui concerne la tectonique, il est possible d'envisager trois grandes lignes de cisaillement : sillon du Layon, sillon houiller de Vendée, ligne de chevauchement des granites du Bocage vendéen sur le plateau des Mauges. Les étages tectoniques sont schématisés et les phases tectoniques précisées ; on arrive ainsi à un total de cinq phases ; les problèmes de granitisation, métamorphisme, gîtes uranifères sont très rapidement évoqués. L'ensemble des grandes failles inverses et des bandes mylonitiques donne, pour le Haut-Bocage et les Mauges, un dispositif en éventail serré vers Nantes.

Summary. — The author try to draw up a synthetic sketch of his own prospection and also of the works of other geologists. He describe the deposits of Antecambrian, Cambrian, Ordovician-Silurian, Devonian limestone and the little coal-measures of Vendée. He look over again old interpretations with absolutated datations. The author show there are many volcanic rocks in cambrian system and the fossils' discovery is pointed in time and on the geological map.

I think that three great faults with crushing and superposition are running throught Gâtine, Mauges, Bocage vendéen. Tectonic floors are cleared out of numerous foldings ; five times of foldings are showed ; ages of granits metamorphismes and uranium mineralisations are pointed out in tectonic buildings.

AVANT-PROPOS

Les documents utilisés pour cette rédaction sont non seulement mes propres minutes pour la révision des cartes géologiques (2^e édition) au 1/80 000^e, mais également les diplômes d'Etudes Supérieures de nombreux étudiants de Poitiers, ainsi que les récoltes des plantes fossiles du sillon houiller de Vendée et la révision des empreintes carbonifères des divers musées du Centre Ouest.

En établissant le bilan de ce que le massif vendéen peut apporter d'intéressant au massif armoricain, il faut essayer d'intégrer la structure tectonique du Sud de la Loire à l'ensemble de la chaîne armoricano-varisque. Le sillon houiller de Vendée et la fosse jurassique de Chantonay ont été les premiers éléments mis en évidence dans cette région par Fournel en 1836 (17). Il décrit

déjà un recouvrement anormal du houiller par les terrains primitifs dans les mines de la Marzelle au N de Chantonay.

Pour la réalisation d'une carte géologique homogène au 1/320 000^e de Nantes, j'ai entrepris en 1930, sur les conseils de Barrois, l'analyse stratigraphique de la région vendéenne : Bocage vendéen, Gâtine et Mauges, dans le but de rechercher l'identification d'une série paléozoïque, à travers la monotone étendue de la formation "X" résultant de la première cartographie des cartes géologiques au 1/80 000^e par Bochet, Boisselier, Welsch et Wallerand. Les gîtes de fossiles, très rares entre des étendues de séries métamorphiques allant des micaschistes et gneiss à la zone épimétamorphique, fournissent de temps en temps (lorsqu'on a la chance de les découvrir) quelques arguments paléontologiques. Il n'est pas possible, malgré les analogies de séquences sédimentaires, d'être affirmatif dès les premières prospections sans risque de paraître donner des interprétations trop subjectives, en particulier pour les phanites, tant qu'on ne peut identifier une microfaune ou des

(*) Université de Poitiers, Laboratoire de Géologie et Minéralogie.

Note déposée le 5 Décembre 1972.

débris de graptolites. Peu à peu, dans un pays très couvert (à cause d'une pluviométrie abondante), sur le versant atlantique du massif armoricain, les connaissances géologiques progressent à chaque découverte de fossile ayant échappé à la recristallisation et surtout au laminage des terrains. Il a été acquis, en 1932 (22), qu'à travers le haut bocage de Vendée et la Gâtine, il existait des bandes synclinales de Cambro-Silurien formant les synclinaux de la Châtaigneraie, de Saint-Pierre-du-Chemin et de Champdeniers; ce dernier synclinal (avec le gîte de silurien fossilifère de Puy-Hardy) est accolé au bassin houiller sur son bord nord, depuis Faymoreau-les-Mines jusqu'à Puy-de-Serre. Ce bassin de Vouvant s'est révélé complexe, comportant du Stéphanien discordant sur le Namurien, extrêmement redressé avec des exploitations "de taille en dressant", selon l'expression des mineurs. Depuis l'exécution des 2^e éditions des cartes géologiques qui faisaient apparaître des synclinaux de cambro-silurien au sud de la Loire, de nombreux progrès ont de nouveau été réalisés. Il s'agit pour la Stratigraphie de la découverte de nouveaux gîtes fossilifères (par exemple à l'Ouest de l'axe anticlinal Paimbœuf, Rocheservière, les Essarts, Mervent), et pour la Pétrographie d'interprétations nouvelles à donner à certaines roches, en particulier les porphyroïdes. Par ailleurs, les notions de superposition de différentes phases de métamorphisme et de montée des migmatites étaient encore mal dégagées lors de mes premières publications dans la région qui nous intéresse.

Enfin d'énormes progrès ont été accomplis dans la connaissance du Briovérien et du Pentévrien grâce à Cogné (13, 14) en Bretagne et à l'abbé Graindor en Normandie. C'est pourquoi il importe de confronter, voire de réajuster dans le massif armoricain, des observations faites en des points assez éloignés: c'est ce que je vais tenter de faire ici.

Première Partie STRATIGRAPHIE

I. — Le Briovérien.

1) DISCORDANCE OU CONCORDANCE ENTRE LA SÉRIE POURPRÉE DE SIGOURNAIS ET LE SUBSTRATUM.

Barrois, qui avait consacré de nombreuses années de sa vie à étudier ce qu'il baptisa le

Briovérien, définit une série de Lamballe et une série de Gourin en superposition, puis il admit à l'extrême base son étage dit des *Cornes amphiboliques de Lanvollon*. L'âge relatif de ces trois termes étant bien établi, il commit une erreur d'appréciation pour fixer l'âge du Briovérien dans la chronologie générale des terrains, ne voulant voir dans la série supérieure de Gourin que du Cambrien et non du Précambrien. Barrois, qui effectua un très grand nombre de cartes géologiques de Bretagne, frappé par une certaine analogie d'aspect entre les dalles vertes de Néant (avec les pistes de vers *Neantia*) de sa série de Gourin et les schistes verts du Cambrien des environs de Prague où Barrande découvrit sa fameuse faune primordiale à Paradoxides, est resté convaincu toute sa vie de cette correspondance. Il m'avait confié avoir cherché très longtemps des Paradoxides et avoir été très déçu de n'en jamais découvrir dans les schistes verts de Néant. Cette idée de synchronisme, *a priori*, a en somme paralysé Barrois qui a cherché inutilement à un niveau trop bas. Par ailleurs, il ne trouvait aucune nécessité de placer une discordance entre Briovérien supérieur et série pourprée, puisqu'il n'assignait à la série pourprée de Bretagne qu'un âge Cambrien supérieur. Ainsi, c'est parce que Barrois s'était abusé par une fausse impression d'une similitude illusoire de faciès qu'il a toujours contesté en Bretagne centrale la discordance bien mise en évidence en Normandie par Bigot et décrite par Milon dans les falaises de Bretagne (Cap de la Chèvre). Pour comprendre les motifs du point de vue de Barrois, il faut songer qu'à cette époque, les principes de Zonéographie des *Ectinites* (Jung et Roques), de Front des Migmatites (Wegmann) et de faciès métamorphiques (Winckler) n'avaient pas encore été formulés et enfin qu'il n'existait aucune datation en âge absolu. L'œuvre de Barrois reste donc essentielle dans la structure du Massif Armoricaire.

C'est dans ces conditions que j'entrepris un travail de prospection générale de la Vendée et de la Gâtine, où à l'époque les cartes de Wallerant et de Welsch n'indiquaient que des schistes X et des "filons" de quartz. A part le synclinal d'Ancenis, on ne voyait aucune bande de Cambro-silurien se prolonger au Sud de la Loire, ce qui me paraissait assez curieux. En ce qui concerne le point de vue de Barrois, il y a cependant une objection grave dont il ne tenait pas compte, à savoir que le Briovérien est métamorphisé et que le Cambrien (schiste pourpré) n'a pas été forte-

ment touché par le métamorphisme. Les méthodes de datation absolue nous révèlent maintenant l'existence d'une lacune de 10 à 30 m.a. entre Briovérien supérieur et Cambrien ; et le géologue Lebesconte eut une bonne intuition en comparant, il y a plus d'un siècle, les quartzophyllades de Saint-Lo à l'Algonkien américain. Le Briovérien est bien métamorphique dans les Mauges, le calcaire de Beaupréau est situé dans les schistes épimétamorphiques, séricitiques et chloriteux. Lorsque j'ai trouvé le poudingue pourpré de Sigournais, près de Chantonay (poudingue visible au moins en trois points au lieu-dit La Lande, l'Étrouffière et dans la petite carrière à côté de la voie ferrée de Bressuire à Chantonay), j'ai naturellement cherché à éclaircir ses contacts, mais le pays est particulièrement couvert. Venant du Nord par les chemins creux ou le long de la voie ferrée depuis le massif de porphyrite augitique quartzifère décrit par Wallerant et se dirigeant vers le poudingue de Sigournais, on constate que les schistes esquilleux sans caractères bien spéciaux prennent peu à peu une teinte pourprée, d'où l'impression d'un poudingue qui n'est pas absolument à la base de la série pourprée et qui pourrait être un poudingue intraformationnel d'autant plus que la coupe détaillée le long de la vallée du ruisseau de Sigournais m'a révélé depuis longtemps (23) trois bancs de poudingues alternant avec la série pourprée. Mais réflexion faite, la coloration d'un substratum discordant peut être secondaire ; en effet, Bigot a mentionné, dans la discordance de Rocreux de la vallée de l'Orne, le Briovérien sous-jacent superficiellement rubéfié par la pénétration de la coloration de la série pourprée en superposition géométrique. Il est finalement logique d'admettre le poudingue de Sigournais discordant sur le Briovérien comme l'est en Bretagne celui de Monfort.

2) APERÇU RAPIDE SUR LE BRIOVÉRIEN (*).

J'évoquerai très brièvement la question du Briovérien au Sud de la Loire, Brillanceau ayant de son côté accumulé des observations très précises sur ce sujet. Certains m'ont fait le reproche d'avoir

(*) Le stratotype du Briovérien basique pris à Erquy n'est plus valable car cette série est classée désormais dans l'Ordovicien supérieur ; la série ophiolitique de Lanvallon et celle du Nord de la Vendée (Montaigu-Vendée) par contre restent bien Briovérien inférieur. [Groupe armoricain d'études des socles. Rennes (L.A. 174). Le courrier du C.N.R.S., Avril 1973, p. 49].

étendu le terme créé par Barrois pour les quartzophyllades de Saint-Lo à tout le massif armoricain. Je ferai observer qu'il était difficile de faire autrement puisque les trois grands étages du Briovérien : série ophiolitique de base, série des phanites de Lamballe, série de Gourin avec lentilles calcaires se retrouvent très exactement dans les Mauges, en Vendée et dans les Deux-Sèvres. Je préciserai que la série dite ophiolitique est très bien représentée par les amphibolites de Montaigu-Vendée sur lesquelles viennent s'appuyer toutes les assises du Briovérien avec, à mi-distance entre Montaigu et la première bande de l'Ordovicien du synclinal de St-Pierre-du-Chemin, les brèches et poudingues de St-Fulgent (niveau du poudingue de Gourin) déjà décrits dans ma thèse. La série supérieure avec schistes calcaires a été signalée par Brillanceau dans les gorges d'Aprémont, d'après les carottes de sondages exécutées pour le barrage de la Vie. Pour ma part, dans la révision de la feuille de Cholet, j'ai donné la description du beau calcaire cipolin de Beaupréau (Maine-et-Loire) à la partie supérieure de la puissante série de quartzophyllades séricitiques du plateau des Mauges. Le Briovérien descend même beaucoup plus au SW au-delà du massif armoricain. D'abord on le retrouve dans le fond de la haute vallée du Lambon entre Niort et Melle, et les affleurements du massif central, dans la région du Horst, de l'Arbre et de Montierneuf entre Rochechouart et la Rochefoucault, sont très semblables à ceux des quartzophyllades séricitiques des Mauges. On peut ensuite observer des phyllades avec lits de phanites et lentille de cipolin dans la région de Le Dorat-Bellac (Haute-Vienne), au Nord d'un synclinal de la Gartempe avec une formation importante de quartzite bien stratifié (grès armoricain) à Bussière Poitevine. Bien entendu, le haut-fond de Rochebonne constitué par des micaschistes supérieurs à 100 km à l'Ouest de La Rochelle allonge le Massif armoricain dans cette direction.

II. — Le Cambrien.

Le faciès schiste pourpré de Sigournais ne couvre qu'une assez faible surface d'affleurement dans la région de Chantonay en raison de sa couverture par le Jurassique. Entre Saint-Vincent-Sterlange et Mouchamps dans le bois des Bouchauds, on observe des schistes pourprés avec des traces d'organismes tels que *Frucoïdes* et *Vexillum*. Au Nord se situe le banc de poudingue pourpré de la Tranchais dans la tranchée de la voie ferrée de Chantonay aux Herbiers. Au sujet de la rareté

de la série pourprée dans le synclinorium de Chantonay, on peut invoquer soit une explication tectonique, soit évoquer une transgression de l'Ordovicien dans le Briovérien.

1) UNE EXPLICATION TECTONIQUE.

Lors du captage d'une source à la Tardière (village au nord de la Châtaigneraie), on a pu voir la porphyroïde de Puybéliard-La Châtaigneraie butant par faille contre des schistes verts (et la source est dans la faille). Ainsi, si les schistes pourprés existent bien au Nord et à l'Est de Chantonay, quoique masqués en partie par le Lias, ils sont coupés en biseau par une faille de laminage en descendant au SE vers Mouilleron-en-Pareds, la Châtaigneraie et le Busseau. Seuls restent en affleurement la porphyroïde de Puybéliard et le quartzite blanc de la Châtaigneraie ; la porphyroïde (tuf rhyolitique) admet une intercalation de schistes verts et pourprés au Moulin du Tail entre la Châtaigneraie et Breuil-Barret et se trouve localisée dans les bandes synclinales.

2) UNE TRANSGRESSION DE L'ORDOVICIEN.

Cette transgression sur le socle de Briovérien, la mer ayant débordé beaucoup sur les anciens rivages des bras de mer très limités du Cambrien, est d'ailleurs la règle générale sur notre planète où, très souvent, le Silurien déborde le Cambrien. Ainsi, on ne voit plus de schiste pourpré sur la Gâtine de Parthenay, sauf dans la vallée de l'Ergray à l'Ouest de Champdeniers. Les schistes pourprés n'apparaissent pas sur le large plateau des Mauges, ni sur le flanc sud du Bassin d'An-cenis. Là, l'Ordovicien est transgressif et discordant directement sur les quartzophyllades du Pré-cambrien. Ce fait a été démontré d'une façon parfaite par Blaise, Cavet et Lardeux (3), au Sud de Chalonnes, grâce à une série de coupes dans la région de la grande carrière de Châteaupanne exploitant le calcaire dévonien. Bigot avait également décrit la transgression du grès armoricain dans la coupe de la voie ferrée près de la gare de Mortain (feuille d'Avranches) et il avait même précisé que l'Ordovicien basal se chargeait de petits lits de galets. Il n'y a donc comme Cambrien certain, en plus des schistes pourprés de Chantonay, que le Cambrien du Choletais et du Thouarsais en bordure de la large région de paléovolcanisme. Santallier (31) avait cru pouvoir avancer que ces roches éruptives étaient d'âge carbonifère, mais l'intercalation de ces rhyolites à belle structure fluidale entre les deux bancs de

poudingue de Vihiers leur confère un âge cambrien absolument certain, comme nous allons le préciser.

3) LE NIVEAU DU POUNDINGUE DE VIHIERS.

Connaissant sur la feuille de Cholet l'important niveau des poudingues et quartzites de Trémentines coupés par le granite à *biotite* et *amphibole* (post-tectonique) de Vezins, j'ai cherché, lors de l'établissement de la carte au 1/320 000^e du Primaire au Sud de la Loire, à prolonger ce niveau vers le SE dans le canton de Vihiers à travers le Sud de la feuille de Saumur. Ces reconnaissances ont été très fructueuses : deux assises parallèles purent être tracées de Vihiers vers Cerzay en direction de Thouars. Ce poudingue de Vihiers à Cerzay renferme des galets de micaschistes supérieurs du socle Briovérien des Mauges, ce qui m'avait permis d'affirmer, dès 1937, l'existence d'un métamorphisme très ancien dans la région vendéenne au sens large (Vendée, Gâtine, Mauges). La très belle découverte de Cavet, Gruet et Pillet (12) de restes de *Paradoxides* dans les pélites finement stratifiées entre les deux niveaux des poudingues de Vihiers au Sud du village de Cléré-sur-Layon, date ce métamorphisme comme antécambrien. En même temps, on comprend l'erreur de Barrois qui cherchait uniquement les Trilobites dans des faciès de schiste vert situés sous le poudingue de Montfort et qui ne les trouva jamais. Les rhyolites alternant en certains points avec les deux niveaux des poudingues sont donc cambriennes, contrairement à l'avis de Santallier (31) qui les avait attribuées au Carbonifère. Il était plus logique de les considérer dans l'ensemble du paléovolcanisme du Primaire comme Cambrien ou Trémadocien.

4) LES CARACTÈRES TRÈS PARTICULIERS DE LA PORPHYROÏDE DU CAMBRIEN.

Qu'il s'agisse de coulées sous-marines rhyolitiques, de projections agglomérées ou de nuées ardentes (tufs ignimbricitiques), le résultat stratigraphique est le même. Nous sommes en présence d'un épisode volcanique donnant des dépôts finalement stratifiés, superposés au poudingue et schiste rouge pourpré de Sigournais et admettant des intercalations de schiste vert et pourpré à Breuil-Barret et à Champdeniers. Wallerant admettait des lentilles successives disposées en chapelet ; en réalité, la bande est continue depuis les Essarts par Sainte-Cécile, Sigournais, Mouilleron, La Châtaigneraie, le Busseau, Fenioux, Pamplie, Saint-Marc-la-Lande, Champdeniers, butant finalement

contre la faille de la Chapelle-Bâton, effondrant le Lias près de Saint-Maixent. La longueur totale de la bande est de 70 km d'affleurement en direction générale NW - SE. Fait également très remarquable, cette formation se retrouve au même niveau semble-t-il à la limite du Haut-Périgord et du Bas-Limousin ; c'est la rhyolite d'Excideuil à Génis se dirigeant vers Allasac. En ce qui concerne l'âge de ces tufs ignimbritiques situés au-dessus du poudingue de Sigournais et sous le grès armoricain, il est Cambrien, peut-être Trémadocien. Ces rhyolites de Vihiers et les porphyroïdes de Vendée seraient donc à peu près de la même époque.

III. — L'Ordovicien.

Au départ d'une révision systématique des cartes géologiques de la Vendée, les premières éditions n'indiquaient en dehors des granites comme terrain anté-carbonifère que les schistes "X" traversés de longs filons de "quartz". En réalité, il s'agit de quartzite blanc abondamment veiné de blanc laiteux (viaduc de Coquilleau) et présentant des intercalations de poudingue siliceux dans les anciennes carrières de la Châtaigneraie (d'où un type d'étage de la Châtaigneraie valable pour la Vendée ; puissance de la formation : 50 à 100 m). L'analogie avec le grès armoricain est frappante surtout dans les grandes carrières de Cheffois où le grès de la Châtaigneraie présente une allure synclinale. Il nous faut d'abord reparler du faciès schisteux du Skiddavien dans l'Anjou. Les travaux de Peneau (29) ont fait connaître un faciès schisteux du Skiddavien dans le synclinal d'Angers, Saint-Julien-de-Vouvantes. Avec Barrois, j'ai observé la composition sédimentologique de l'Ordovicien inférieur dans la tranchée au Sud de la gare de triage d'Angers où il n'y a plus qu'un banc de quartzite noirâtre pour représenter le grès armoricain de Bretagne. Sur cet indice, il y a eu une recherche systématique des synclinaux ordoviciens de faciès moins détritiques au Sud de la Loire ; tel fut le point de départ pour l'établissement d'un ensemble cohérent au Sud de la Loire. Ainsi fut définie dans le Haut-Bocage une série d'éléments synclinaux : la bande de quartzite et psammite de l'Oie, Mouchamps, Réaumur, Saint-Pierre-du-Chemin et au-delà de la crête de la Gâtine de Parthenay et plus au Sud une autre bande de la Vendée à Mouilleron, Cheffois, la Châtaigneraie, viaduc du Coquilleau. Les schistes d'Angers furent identifiés à Réaumur et dans la tranchée de la voie ferrée à la Meilleraie

sous l'aspect de schistes bleutés pyriteux très écrasés avec une faune de Lamellibranches. Postérieurement, Brillanceau (5) retrouva dans le Bas-Bocage, à l'Ouest de l'anticlinal des gneiss des Essarts-Mervent, les Lamellibranches taxodontes qui avaient permis de fixer, en 1938, un âge Llandeilo aux schistes de Réaumur (Vendée). Ces nouveaux gîtes fossilifères sont ceux des anciennes ardoisières de Lambergère, commune de Chaize-le-Vicomte (série ardoisière inclinée 60° SW), au SE de La-Roche-sur-Yon (1962) ainsi que celui de la Bouchetière (6) (entre Moutiers-les-Mauxfaits et le Champ-Saint-Père), où la même faune fut identifiée, démontrant ainsi un nouvel axe synclinal (1965).

1) LA CONSÉQUENCE DE LA DÉCOUVERTE DE LA FAUNE ORDOVICIENNE DE LA BOUCHETIÈRE.

En superposition sur les schistes de la Bouchetière présentant une faune de Lamellibranches taxodontes d'âge llandeilo, vient une série de schistes verdâtres (pouvant d'ailleurs s'altérer en rouge en surface) renfermant une série de bancs de phtanite à Rosnay. Considérés dans mes premières publications comme d'âge briovérien, ces phtanites apparaissent aujourd'hui comme siluriennes. La série schisteuse à pendage général nord-est du Pont Rouge au Champ-Saint-Père, Rosnay est recoupée à l'Ouest par le petit massif de granite du Tablier. Au-delà du granite du Tablier, on trouve une carrière de quartzite blanc au Nord du Poiroux ; ce quartzite blanc, dans lequel on trouve des traces organiques, sans doute des *Cruziana*, représente vraisemblablement le niveau du grès armoricain très au Sud dans le massif armoricain. Au total, il paraît exister à la limite du Bocage vendéen et de la plaine jurassique de Luçon un synclinal ordovicien-silurien assez important. Quant au granite du Tablier, dont la datation absolue a été fournie par Talbert (8), il est westphalien, donc bien postérieur au synclinal ordovicien-silurien La Bouchetière - le Poiroux - Rosnay qu'il traverse. Au total, quatre bandes synclinales d'ordovicien ont été reconnues : deux dans le Haut-Bocage et la Gâtine et deux dans le Bas-Bocage ; plus une bande silurienne qui est accolée au bassin Vouvant Saint-Laurs, fossilifère à Puy-Hardy (Deux-Sèvres).

2) LE PROBLÈME DE L'ÂGE DES PORPHYRITES AUGITIQUES QUARTZIFÈRES (WALLERANT) EN VENDÉE.

La première édition de la feuille au 1/80 000° de La Roche-sur-Yon, due à Wallerant, porte deux

massifs allongés elliptiques de porphyrite augitique quartzifère. La reconnaissance peu à peu de deux bandes de grès armoricain les encadrant montre l'axe des massifs de porphyrite sensiblement parallèle à l'allongement des synclinaux ordoviciens de l'Oie, Mouchamps, Saint-Pierre et de Sigournais à la Châtaigneraie. Pour la question de la mise en place des porphyrites, on peut envisager soit l'explication de laccolites, soit celle de coulées interstratifiées. J'ai cherché, pour la première édition du 1/320 000° de Nantes, à fixer la signification des porphyrites en essayant de voir les détails des contours. A cette époque, un seul point montrait le contact de la roche éruptive : le chemin creux qui s'encaisse vers le Sud près de la gare de Chavagnes-les-Redoux, en descendant le long de la voie ferrée. Il apparaît que de minces couches de porphyrite alternent avec le schiste, mais les plaques minces ne m'ont pas paru très démonstratives, les roches étant extrêmement altérées avec dominance des produits secondaires d'altération. Au point de vue de l'âge de la porphyrite de Vendée, il peut s'agir d'un paléovolcanisme du Briovérien, à moins que les porphyrites faisant suite aux schistes fossilifères du Llandeilo à La Meilleraie-Réaumur soient en réalité d'âge Caradocien, la faille inverse de répétition des séries cambro-ordoviciennes étant alors au Nord du poudingue de Sigournais. Cette dernière attribution d'âge permettrait des comparaisons intéressantes, Barrois ayant décrit depuis longtemps des porphyrites dans le Caradocien du Finistère dans son

schéma où il porte la mention du calcaire de Rosan. Par ailleurs, on ne peut s'empêcher de comparer les porphyrites de Vendée avec celles du sillon du Layon qui apparaissent en cartographie entre la bande houillère de Chalonnès à Doué-la-Fontaine et le Silurien constituant le soubassement du plateau de Notre-Dame d'Alençon, au Nord, sous recouvrement superficiel du Cénomarien. Or, dans le fond du Layon, entre Thouarcé, Faye-d'Anjou et Rablay, on peut constater que la porphyrite alterne en minces banes avec des phyllades colorées en vert ou rouge qui sont datées par une faune de Graptolites. En effet, dans ces schistes siluriens, Peneau a signalé en 1953 des bandes de phyllade carbonneux à *Monograptus Segdowicki Portland* niveau du Llandovery, tracées sur la feuille d'Angers au 1/80 000° (2^e édition). Les porphyrites andésitiques du Layon, apparaissant donc comme Silurien inférieur, seraient plus récentes que les porphyrites de Vendée d'âge Ordovicien supérieur. Notons enfin que les porphyrites quartzifères exploitées dans le Brabant à Lessines et Quenast dans d'énormes carrières sont également mises en place dans le Silurien (Ludlow) à *Monograptus colonus*. Les porphyrites de Lessines et Quenast (extrêmement résistantes à l'écrasement) ont certaines analogies avec les porphyrites vendéennes. Les microdiorites belges sont plus riches en phéno-cristaux de plagioclases (albite, oligoclase, andésine). A Lessines et Quenast, il existe un très léger métamorphisme de contact développant de petits cristaux auto-

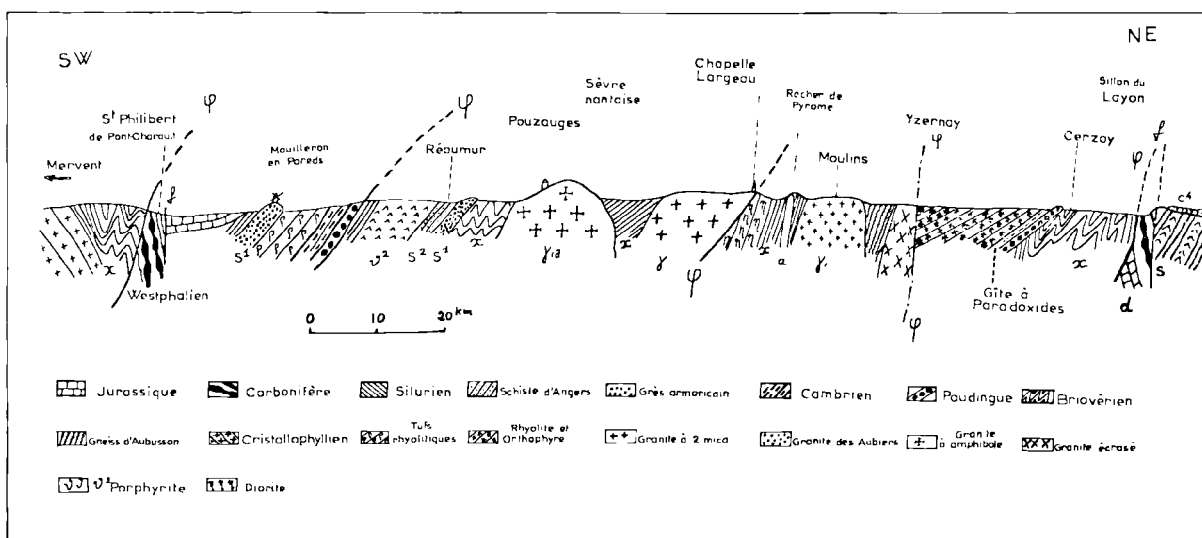


FIG. 2. — La série stratigraphique la plus typique des Mauges et du Haut-Bocage. (Les abréviations sont celles de la carte géologique au 1/80 000°).

morphes de biotite dans le Silurien encaissant sur quelques centimètres ; cela est visible dans un tunnel incliné creusé pour les besoins de l'exploitation. La présence d'une certaine abondance de phénocristaux de plagioclases, jointe à un léger métamorphisme exomorphe et d'enclaves schisteuses internes dans les porphyrites du Brabant, milite en faveur d'un laccolite, tandis que les gîtes du Layon et de Vendée, ne montrant pas ces caractères, paraissent plutôt volcaniques. Les porphyrites du massif armoricain sont très altérées et dans les carrières des Lombardières et de la Meilleraie, on observe de belles amandes de calcite, tandis que la Grande Carrière, au Nord de Saint-Lambert du Lattay, montre des amandes assez importantes de calcite dans les porphyrites andésitiques du Layon dont l'âge est Llandovery.

Il est évident que si les porphyrites de Vendée sont réellement d'âge ordovicien supérieur, la surface du Briovérien est réduite d'autant dans le synclinorium de Chantonay, où, néanmoins, les assez vastes régions de Montaigu - Saint-Fulgent (au Nord) et des Herbiers - Saint-Amand-sur-Sèvres (à l'Est) demeurent précambriennes. Il ne paraît pas que ce soit par simple effet de hasard que le gros massif de microdiorite décrit par Wallerant se place suivant le maximum de largeur du Synclinorium de Chantonay entre Pouzauges et Chantonay. Dans cette zone d'envoyage transversal du bassin synclinal, les coulées et tufs se seraient accumulées dans l'hypothèse d'épanchements volcaniques qui est la plus vraisemblable. Autre remarque, des porphyrites quartzifères qui ne sont que des tufs volcaniques très altérés ont été mis en exploitation assez récemment au SW de Mazières-en-Gâtine, sur la route de Saint-Marc-la-Lande. Cette nouvelle lentille s'aligne sur celles de Lombardière et la grosse masse de La Meilleraie - Chavagnes-les-Redoux entre le synclinal ordovicien de Saint-Pierre-du-Chemin et les bandes de tufs ignimbritiques (porphyroïdes de Wallerant et Welsch).

IV. — Le Silurien.

En raison de la découverte (24) d'une faune ordovicienne en 1938 à Réaumur (Vendée), il aurait été étonnant que le jeu de failles limite toujours la série stratigraphique au Cambrien et à l'Ordovicien. Il était fatal que de nouvelles excursions et la révision des cartes géologiques conduisent à l'identification de niveaux plus élevés

stratigraphiquement. La découverte à la Bouche-tière de la même faune que celle de Réaumur, mais cette fois-ci dans les schistes des Moutiers-les-Mauxfaits à l'ouest de la "Porphyroïde" de Champs-Saint-Père, a eu pour conséquence le passage dans l'Ordovicien-Silurien de la longue bande de phtanite de Rosnay, le Point du Jour, Sainte-Flaive-des-Loups, la Mothe-Achard, Brétignolles-sur-Mer. Ters (34) vient de nous révéler en ce point dans les rochers en phtanite de la côte atlantique, l'existence d'une faune graptolitique avec *Monograptus priodon* BRONN., *Pristiagraptus dubius* SUSS, caractéristique du Wenlock.

Au début de ma prospection géologique de la Vendée, ma première impression au sujet de la série des schistes grenatifères (avec cipolins de Sauveterre) au N des Sables d'Olonne a été d'en faire le dépôt synchronique du Briovérien calcaire de Barrois (Série de Gourin). La série de Brétignolles avec les phtanites du Rocher Sainte-Véronique, qui ne m'avait fourni à ce moment-là que des Radiolaires laminés et écrasés, ne pouvait au premier abord être considérée que comme du Briovérien, en superposition géométrique, sur la série calcaire, d'où l'explication primitive d'un grand pli couché vers le Sud dans la région côtière amenant le Briovérien à phtanites sur la série de Gourin. La mise en évidence d'un synclinal d'Ordovicien-Silurien s'étendant depuis les Mouthiers-les-Mauxfaits jusqu'à Brétignolles-sur-Mer change complètement l'interprétation tectonique. L'Ordovicien-Silurien apparaît transgressif et discordant sur un socle précambrien. La nécessité d'un grand pli couché dans le Précambrien dans la région du Havre de la Gachère disparaît. Par contre, le Silurien de Brétignolles-sur-Mer bute par faille au N contre les micaschistes supérieurs de Saint-Gilles, d'âge précambrien.

1) LE SILURIEN DE LA GÂTINE DE PARTHENAY.

Par ailleurs, les phyllades de la Gâtine, collées contre la bande dévono-carbonifère, la Villedé d'Ardin, Saint-Laurs, Faymoreau, avaient aussi fait apparaître le Silurien dans les gorges du Saumort à Puy-Hardy (D. S.). Il s'agit d'une formation de phyllades alternant avec des quartzites. Les phyllades colorées assez vivement en vert et rouge violacé ont livré de nombreux lits fossilifères ; ce sont des Brachiopodes aplatis : *Orthis* à côtes bifurquées et *Loeptena depressa*. J'ai conclu à un niveau du Llandovery (27). Il est curieux de constater que l'on retrouve le même

faciès du Llandovery dans le sillon du Layon. Dans les deux cas, ce Llandovery borde au N des bandes de Namurien. Tout cela montre une curieuse analogie dans l'histoire géologique du Silurien et du Carbonifère d'Anjou et de Vendée. Il est intéressant de noter la similitude entre deux séries de synclinaux primaires ; l'une en Anjou, entre Trélazé-Angers et le sillon houiller du Layon ; l'autre en Gâtine, entre Secondigny-en-Gâtine et le bassin de Vouvant. Dans les deux cas, on a d'abord des synclinaux étroits d'Ordovicien avec répétition de petites écailles par pli-faille, puis un synclinal plus large comportant du Silurien. Cette dernière bande silurienne est accolée à un bassin houiller d'âge namurien : le bassin d'Ancenis-Sillon du Layon en Anjou, le bassin de Vouvant-Saint-Laurs en Vendée Gâtine. Ces deux régions sont situées approximativement à 70 km de distance, séparées par un anticlinorium de gneiss et granite et par une région d'épanchement volcanique d'âge Cambrien.

2) TABLEAU RÉCAPITULATIF DE LA DÉCOUVERTE DES GÎTES FOSSILIFÈRES DANS LES TERRAINS NOTÉS " X " SUR LES PREMIÈRES ÉDITIONS DES CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/80 000°.

Lieux-dits exacts	Niveau	Auteurs
Gîtes de Réaumur (Vendée) (à 500 m au Sud du Bourg).	Llandeilo	MATHIEU 1938
Gîte de Puy-Hardy (Deux-Sèvres) (près du petit pont sur le Saumart).	Llandeilo	MATHIEU 1961
Gîte de Chaize-le-Vicomte (Vendée) (déblais d'anciennes ardoisières de la Lambergère).	Llandeilo	BRILLANCEAU 1962
Gîte des Moutiers-les-Mauxfaits (Vendée) (hameau des Boucheières).	Llandeilo	BRILLANCEAU et MATHIEU 1965
Gîte de Brétignolles-sur-Mer (Vendée) (roches de phtanite de la plage de la Parée).	Wenlock	TERS 1970

V. — Le Dévonien.

D'après les recherches très précises de stratigraphie de détail et de sédimentologie de Camuzard (11) dans la région très couverte de la Villedé d'Ardin (Deux-Sèvres), il apparaît des assises différentes dans l'épaisseur des calcaires du Givétien. Il y a d'abord un niveau inférieur des calcaires et des calschistes de la Marbrière avec niches calcaires, où la faune montre l'association de *Calceola sandalina* et de *Stringocephalus burtini* avec un Trilobite (*Dechenella rittbergensis* ZIMMERMANN) et des débris végétaux (*Protolepidodendron*). Au-dessus, géométriquement, se situent les calcaires du Bois de la Gaconnière et le gîte de Fontbriand dans la vallée du Saumort d'aspect plus clair, montrant une trame de Stromatopores (en plaques minces) où l'on ne rencontre plus que *Stringocephalus burtini* ; on a là un niveau plus élevé du Givétien moyen. Un ensemble de grauwacke marron avec des sections de Brachiopodes et de poudingue constituant le Bois Blanc dans le vallon de Dilay, représenteraient soit l'extrême base du Givétien, soit du Dévonien plus inférieur. Notons que la lentille houillère de la Morisseterie entre Saint-Laurs et la Villedé d'Ardin au-delà des limites classiques du Bassin de Vouvant, assure la jonction du synclinal namurien avec le Dévonien. L'Hettangien est discordant évidemment sur l'ensemble du Dévono-carbonifère des Deux-Sèvres.

VI. — Le Carbonifère.

1) BASSIN DE VOUVANT - GISEMENT DE FAYMOREAU - SAINT-LAURS.

La flore fossile recueillie dans les mines de Faymoreau et sur les déblais des anciens puits de la concession de Saint-Laurs est typique du Namurien, très comparable à celle du bassin d'Ancenis-sillon houiller du Layon. Cependant, quelques précisions peuvent être apportées. Sur les terrils des mines de Saint-Laurs, on remarque des pierres carrées, identiques à celles des mines de Chalonnnes décrites par Bureau (10) ; il s'agit de cinérites volcaniques sédimentées dans un lac carbonifère. Or, dans les galeries du puits Bernard de Faymoreau, il n'existait rien de semblable lors de l'exploitation. On doit en conclure que le faisceau de Faymoreau (3 couches dont la veine Bernard) n'est pas exactement synchronique de celui de Saint-Laurs (7 couches de charbon). La découverte, dans les collections du Musée de Niort, d'une empreinte provenant du puits Saint-Laurent :

Adiantites oblongifolia GOEPPERT, d'extension verticale Culm-Namurien, tend à démontrer un âge un peu plus ancien pour le faisceau de Saint-Laurs qui apparaît géométriquement à l'extrême pointe et à la base de l'extrémité Sud du Bassin de Vouvant.

2) GISEMENT DE LA VERRERIE ET D'EPAGNE.

En superposition et en discordance, les faisceaux de la Verrerie (schiste bitumineux à 11 % M.V.) et d'Epagne (veine Bonneraye) ont livré une flore fossile du Stéphanien inférieur.

3) LES LENTILLES DE CHANTONNAY-MALABRIT - LAC DE GRAND'LIEU.

Il n'est pas inutile de citer les âges des diverses lentilles, en remontant du bassin de Vouvant vers l'estuaire de la Loire le long de l'anticlinal gnessique de Paimbœuf. Dans la bande carbonifère de Chantonay, la mine du Temple présente un niveau de Westphalien supérieur tandis que celle de la Marzelle, au contraire, est d'âge stéphanien. Plus au nord, la lentille de Malabrit (en Vieille Vigne) a livré une flore du Stéphanien moyen et de même que celle de l'Effeterie en Saint-Mars-de-Coutais. Il n'y a pas de Permien reconnu en Vendée. On peut remarquer des argiles continentales bariolées entre le Primaire et l'Hettangien. Ces argiles infraliasiques apparaissent en de nombreux points : sur le Givétien de la Villedé d'Ardin, sur la porphyroïde de Puybéliard, sur la porphyroïde de Mareuil dans les forages de la Couture.

4) LES RÉSERVES EN COMBUSTIBLES MINÉRAUX ET HYDROCARBURES DU CARBONIFÈRE.

Toutes les exploitations de houille dans les mines de Vendée et des Deux-Sèvres sont désormais fermées. La question de la jonction sous le Jurassique de la lentille de Chantonay et du Bassin de Vouvant n'a pas été parfaitement résolue. En 1876, le sondage de Vraud de la Caillère, qui a touché le socle ancien, semble avoir rencontré le Précambrien et non le Houiller (23). Dans la cuvette de la Verrerie (du Stéphanien inférieur) à Faymoreau-les-Mines, l'assise des schistes bitumineux est restée inexploitée (puissance : 10 à 15 m ; teneur : 11 % de M.V.). Fournel (17) avait signalé dans cette assise la formation très curieuse des grès avec "*caoutchouc minéral*" dans les premiers travaux du puits de mine de la Blanchardièrre (tout de suite abandonné en raison des venues d'eau).

Deuxième Partie

TECTONIQUE

La tectonique de l'éperon des terrains primaires constituant la terminaison SE du massif armoricain entre le Bassin de Paris et le Bassin d'Aquitaine est très intéressante par les grandes failles de chevauchement et la fréquence des bandes de roches écrasées, enfin par les plis présentant divers dispositifs en éventail à décrire. Il faut préciser d'abord les critères certains dont nous disposons pour tracer d'une façon exacte les axes des plissements et les grandes failles de cisaillement. Les documents cartographiques sont les suivants :

a) les grands filons de quartz de remplissage de type hydrothermal (ex. : gros filons du rocher de Pyrôme, Bressuire, Moulin Rocher d'Amailloux, faille de Vasles),

b) les axes des plis synclinaux de Primaire reconnus par des gîtes fossilifères,

c) les grandes cassures mettant sur des dizaines de kilomètres au contact des terrains très divers.

Nous avons encore à notre disposition les cartes des gîtes métallifères. Enfin, les preuves les plus démonstratives seront données par les mines, soit de houille, soit des minerais uranifères de la région, lorsque les plans d'exploitation démontreront chevauchement et phases tectoniques. J'achèverai cette énumération en relatant les bandes de granite écrasé, de mylonite et ultra-mylonite. Parmi les accidents majeurs, il y a trois grandes lignes de dislocation au Sud de la Loire reconnues d'une manière absolument certaine.

I. — Le gros filon de quartz du Rocher de Pyrôme à Bressuire-Parthenay et à la faille de Vasles.

Au nord de la mine d'uranium de la Chapelle-Largeau, sur l'autre versant de la rivière l'Ouine (au-delà de l'amande de diorite), la crête de la colline, en gneiss, montre le filon de quartz ; on le suit facilement sur le terrain de la Roche-du-Gast jusqu'à Larsicault. Ce filon constitue de nouveaux affleurements beaucoup plus spectaculaires au Moulin du Rocher de Pyrôme, à 1 km à l'Ouest du petit bourg de Moulins (Deux-Sèvres). C'est le plus large filon de quartz blanc laiteux qui existe dans la région Haut-Bocage-Gâtine, donnant par érosion un beau chaos de rochers

de quartz blanc sur le versant ouest. Il se poursuit jusqu'aux environs de la ville de Châtillon-sur-Sèvres, dans la colline de la Tonnelle. Il s'aligne parfaitement avec l'important filon situé plus au Sud à Bressuire, avec celui du Moulin du Rocher d'Amaillox et la Maillolière près de Parthenay, enfin avec le filon de la Simmaudière, joignant la faille tertiaire de Vasles au pied de la colline granitique du Terrier du Fouilloux (côte 278 m). Cette suite de gros filons peut correspondre sans doute à une ligne de fracture ; notons qu'il n'existe aucune trace de minéralisation. Je me suis souvent demandé si ce filon de quartz blanc laiteux de 100 m au moins de puissance n'est pas le terme ultime dans une série métamorphique de la bande de quartzite blanche (avec poudingues siliceux intercalés) de la Hernusnière, la Grenouillère, la Proutière entre la Romagne et Saint-Christophe-du-Bois. L'alignement des lieux-dits précités définit une direction qui aboutit très exactement au filon de quartz, la Roche-du-Gast - le Rocher de Pyrôme. Aussi, l'hypothèse du métamorphisme du Cambro-Silurien mérite d'être envisagée, et dans ce cas, l'origine des diorites du Châtillonnais peut être recherchée dans le métamorphisme du calcaire du Dévonien. C'est là pure hypothèse, car il n'y a jusqu'à présent pas le moindre gîte fossilifère. Il peut aussi s'agir d'un hasard fortuit, tel qu'une grosse cassure à remplissage de quartz hydrothermal vienne prendre la suite d'un synclinal cambro-silurien dont l'axe s'est relevé vers le SE. Au NW, par contre, les bandes de quartzites et rhyolites des divers petits synclinaux de la Romagne - la Séguière ont pu être suivies sur quelques kilomètres par Michaud (28) au sein du granite, ce qui prouve donc que le batholite de Torfou-Tiffauges est postérieur au Cambro-Silurien.

II. — Les grandes failles de cisaillement au Sud de la Loire.

1) FAILLE DU SILLON HOUILLER DE VENDÉE.

La faille de chevauchement du sillon carbonifère, depuis le lac de Grand-Lieu jusqu'au Jurassique du Seuil du Poitou, est la plus évidente, bordant les lentilles houillères de Saint-Mars-de-Coutais, Malabrit, la Marzelle, puis la mine du Temple à Chantonay, enfin le bassin houiller de Vouvant, Saint-Laurs. Peneau (29) décrit une brèche tectonique dans le Stéphanien du lac de Grand-Lieu, et Wallerant a signalé l'écrasement du granite de la Mouhé au Sud de la mine du Temple de Chantonay. Les renseignements obtenus

d'après les anciennes exploitations démontrent un recouvrement anormal par le cristallophyllien du Stéphanien à la Marzelle et du Dévono-Namurien par le Briovérien au Puits Saint-Laurent-des-Mines de Saint-Laurs (Deux-Sèvres). Au total, le charriage du SW vers le NE est post-stéphanien, sans doute de l'âge des plissements saaliens.

2) FAILLE DU SILLON HOUILLER DU LAYON.

Un autre sillon houiller se détache du Bassin d'Ancenis pour reconstituer l'étroite bande qui a été exploitée à la mine située entre Beaulieu et Rablay et à la mine de Saint-Georges Chatelais dans le horst de Doué-la-Fontaine, à la limite entre l'Anjou et le Thouarsais. Le Namurien est discordant ou a un contact par faille au N avec le Silurien, tandis qu'au Sud le Briovérien métamorphique borde le Carbonifère. La structure est bien connue depuis longtemps grâce à Bureau (9). Les veines dessinent un curieux dispositif en Y et les couches du faisceau sud se renversent entre 250 et 300 m de profondeur, faisant apparaître une ultime poussée du SW vers le NE. Les faits sont exactement identiques dans les anciennes mines de Saint-Laurs (Deux-Sèvres). Les cuvettes du Stéphanien, discordant sur le Namurien, étant affectées elles aussi par le laminage des sillons houillers, nous en concluons que ces grandes dislocations de même direction sont d'âge post-stéphanien. Il s'agit bien entendu, dans la mention faite ci-dessus, du petit bassin houiller de Minières à l'Ouest de Doué. Le sillon du Layon se poursuit à l'Est, au-delà de Doué-la-Fontaine, sous couverture du Jurassique : la faille du Loudunais continuant la cassure du Layon qui effondre les sables verts du Cénomaniens. Au Nord d'Antoigné, dans le fond de la vallée de la Dive, du côté du compartiment (nord) relevé, des forages ont retrouvé le houiller sous un faible recouvrement jurassique.

3) CHARRIAGE DES PLIS DU BOCAGE VENDÉEN SUR LES MAUGES.

La troisième grande ligne de dislocation provoque un léger charriage des plis du Haut-Bocage sur le Briovérien du plateau des Mauges et les éléments discordants qu'il supporte, c'est-à-dire le Cambrien volcanique, et par ailleurs le batholite de granite de Mortagne-sur-Sèvre, chevauche les "diorites du Châtillonnais" (30).

Les prospections des géologues du C.E.A. (Division de Vendée à Mortagne-sur-Sèvre) ont

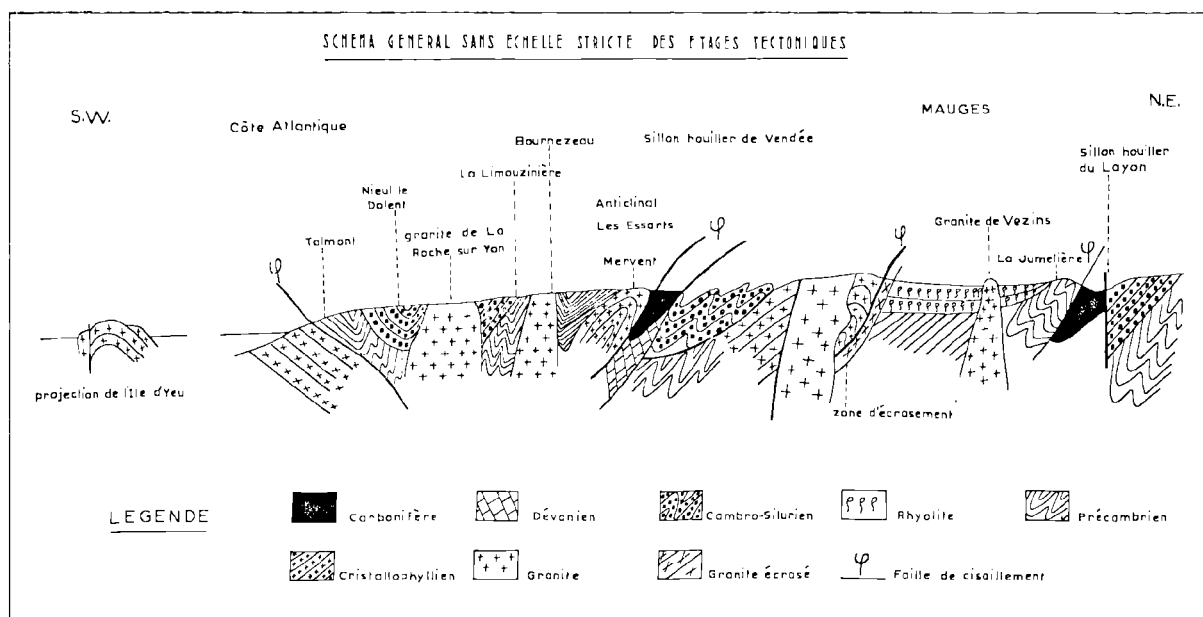


FIG. 3

reconnu les contacts par failles sur toute l'étendue du grand batholite de granite à deux micas de Mortagne-sur-Sèvre. En particulier, des coupes montrent le granite avec gîtes uranifères de la Chapelle-Largeau charrié sur les diorites de Châtillon-sur-Sèvre. La carte des minéralisations du massif vendéen de Permiguen prolonge cette faille vers le nord sur le contour du granite de Mortagne, Torfou, Tiffauges avec les gneiss de la région de Vallet. Sans nier l'existence d'une telle cassure, je pense que la faille inverse de la Chapelle-Largeau fait partie d'une très importante dislocation avec chevauchement qui se dirige sur la région nantaise par Roussay, Montfaucon, Saint-Germain, Beausoleil, Vallet, en raison de l'importance de la dislocation qui se manifeste entre les migmatites de Montfaucon, Vallet et le Briovérien des Mauges. Pour la révision cartographique des contours de Cholet 1/80 000 (2^{me} éd.), j'ai étudié avec soin les affleurements des flancs de vallées encaissées, descendant du plateau des Mauges vers le cours de la Sèvre nantaise (au Pallet). On y observe le contact très brutal des micaschistes séricitiques et chloriteux du plateau des Mauges très doucement incliné vers le SE (Vallet) et SW (Tilliers) avec des amphibolites et gneiss traversés de granite à muscovite donnant des migmatites hétérogènes. Dans la coupe très fraîche de construction d'une route

à l'Ouest de Vallet, j'ai pu observer une véritable brèche éruptive formée de morceaux d'amphibolite enrobés dans la granulite, le tout traversé de pegmatite et d'aplite. Il y a là un front de montée des migmatites hétérogènes (à structure très verticale) affrontant une plaque sub-horizontale du Briovérien épi-métamorphique de Beaupréau-en-Mauges. En réalité, le secteur de Montfaucon apparaît comme un carrefour de failles. Il y a un pli-faille couché avec charriage vers le NE des migmatites sur le Briovérien ; c'est vraisemblablement le prolongement de la faille de charriage de la Chapelle-Largeau. Mais de plus, on voit aboutir à Montfaucon une longue ligne de broyage qui parcourt le Thouarsais et le Choletais. Le granite rose de Thouars, levé par Wallerant, est très spécial ; c'est une reprise magmatite d'un ancien territoire de roches volcaniques rhyolitiques et orthophyriques d'âge Cambrien et le massif est très hétérogène. L'examen pétrographique montre à l'évidence deux générations de feldspaths et souvent des structures de micro-pegmatite. Toujours est-il que l'apophyse se détachant à Argenton-Château vers l'Ouest devient nettement un granite écrasé. A Yzernay, on passe à une bande étroite de mylonite typique blanc rosé passant dans les quartiers nord de la ville de Cholet et donnant de l'ultra-mylonite dans le faubourg ouest. Au passage à niveau, en allant vers Saint-André-de-

la-Marche, on rencontre des roches dont tous les quartz sont éclatés avec fissures en étoile dans une mouture quartzreuse finement grenue. La suite, c'est le granite écrasé de Roussais vers Montfaucon que Michaud (28) a distingué du granite de Mortagne.

4) NAPPE DES GNEISS DE CHAMPTOCEAUX.

Dans cette énumération des grands éléments de la tectonique de la région, nous n'avons pas cité l'anticlinal des gneiss migmatites avec amphibolites de Champtoceaux (amphibolites bien stratifiées qui étaient visibles dans les tranchées de la voie ferrée de Nantes à Beaupréau par la Remaudière, Landemont). Cogné (13, 14) en a donné récemment une interprétation tectonique en nappe à tête encapuchonnée dans le style pennique. A la limite de la Bretagne et de l'Anjou, cette nappe de gneiss vient s'insérer sous le grand plateau de Briovérien des Mauges, lui-même chevauché par les plis couchés du Haut-Bocage de Vendée. La direction longitudinale des gneiss de Champtoceaux est NW - SE et l'âge évidemment Cadomien.

5) BANDE DE MÉTAMORPHISME ANCIEN ET PROFOND DANS LE CHOLETAIS ET LE THOUARSAIS.

Il existe, entre le batholite de granite à biotite des Aubiers et la longue apophyse écrasée du granite de Thouars qui s'allonge d'Argenton-Château vers Thouars, des schistes cristallins très métamorphisés, dans lesquels Dhoste (15) a reconnu les caractères pétrographiques des gneiss d'Aubusson. Or, les gneiss d'Aubusson, étudiés en détail par Vialette et Roques (*), représentent dans la Marche de l'Antécambrien métamorphique d'âge absolu daté à 678 ± 31 M.A., donc Briovérien. Cette intéressante détermination de Dhoste sur la présence des gneiss de type Aubusson accolés à la limite sud du granite de Thouars et allongés suivant l'écrasement des mylonites vers Cholet renforce donc mon opinion qu'un des accidents majeurs de cette région est bien la ligne d'écrasement Saint-Loup - Yzernais - Roussais - Montfaucon-Vallet.

Si ces dernières données sont bien applicables au Sud du Massif armoricain, nous avons là, entre les Aubiers et Argenton, une bande anticlinale d'un métamorphisme profond (de haute pression). Ces gneiss, de direction actuellement

sud-armoricaine, affleurent depuis Cholet jusqu'à Saint-Loup-sur-Thouet. Dans la structure générale, ils séparent le bassin de paléolaves du Choletais d'âge cambrien (envahi par le granite de Thouars) du groupe des synclinaux de quartzites de la Romagne. Ces gneiss sont bien d'origine profonde, apparaissant au N de la région granitique Bresuire-Parthenay, avec un pendage SW très élevé ; ils concourent à donner la disposition en éventail des gneiss et granite Haut-Bocage - Gâtine.

III. — Raccordement Bretagne-Vendée.

Cogné a déjà montré dans sa thèse l'existence de trois anticlinaux parallèles :

- 1 - l'anticlinal de Cornouailles ;
- 2 - l'anticlinal de la Grande-Brière ;
- 3 - l'anticlinal de Saint-Nazaire.

L'anticlinal de Saint-Nazaire - Paimbœuf prend une amplitude croissante vers le Sud alors que l'anticlinal de la Grande Brière diminue d'amplitude en descendant sur le bourg de Montaigu (Vendée) où Bureau l'avait décrit en détail. Il est séparé de l'axe anticlinal fortement granitisé Nantes - Parthenay par le synclinal de micaschiste briovérien de la Guyonnière. L'anticlinal de Montaigu s'amortit vers les Herbiers. En ce qui concerne l'axe anticlinal de Saint-Nazaire - Paimbœuf, il renferme les élogites des environs du Lac de Grand'Lieux. La structure anticlinale est typique dans le Sud de la Vendée ; les gneiss de Mervent sont encadrés au N par les micaschistes supérieurs de la Caillère, pendage 45 NE et au S par les micaschistes supérieurs de la Pissotte, pendage 75 S SW.

IV. — Les problèmes des granitisations.

1) RELATIONS ENTRE LES GRANITES ET LA TECTONIQUE.

Rien n'a été dit jusqu'à présent sur les granites variés de cette région qui n'ont pas fait l'objet de prospections spéciales de ma part, mais qui sont étudiés en détail par Dhoste. Il n'y a encore pour la Vendée qu'un nombre assez restreint de datations d'âge absolu. Les géologues du Commissariat de l'Energie Atomique considèrent comme tardi-hercynien le granite à deux micas de Mortagne-sur-Sèvre qui renferme les gîtes uranifères exploités par la Division Atomique de Vendée. Talbert et Vialette (33), dans leur étude sur la

(*) Y. VIALETTE et M. ROQUES. — Age des gneiss à Cordiérite d'Aubusson (Creuse) dans le Massif Central. C.R. somm. Soc. Géol. France, 21 Juin 1971.

région de Mareuil-sur-le-Lay, attribuent un âge westphalien (305 M.A.) au petit massif du Tablier (feuille des Sables d'Olonne). Le granite de Mortagne-la-Romagne recoupe les bandes de quartzites et rhyolites représentant le Cambro-Silurien du Choletais, tandis que le granite du Tablier pénètre quelque peu le synclinal ordovicien-silurien des Moutiers-les-Mauxfaits au Poiroux ; l'âge est donc bien postérieur au Silurien. A mon avis, dans la bande des granites de Nantes à Parthenay, des régions granitiques pourraient être plus anciennes. Dans les grandes lignes, cet axe est dans son ensemble d'allure anticlinale, entre les synclinaux du Choletais et ceux du Haut-Bocage vendéen. Le granite à deux micas de Parthenay est nettement anticlinal avec même une linéation NS des micas correspondant à l'axe du batholite et pourrait être anté-tectonique, par rapport à la grande phase des plissements post-stéphaniens.

2) MINÉRALISATION EN URANIUM DE LA VENDÉE.

Sans entrer dans les détails des importants gîtes uranifères de la Vendée, il est intéressant d'indiquer dans ce chapitre que les minéralisations en uranium se localisent principalement dans les zones tectonisées sur les bordures de la grande bande granitique Clisson, Mortagne-sur-Sèvre, Bressuire, Parthenay.

3) REPRISE MAGMATIQUE ET AGE ABSOLU.

Il n'est pas impossible que plusieurs venues granitiques se superposent dans le temps (ex. du granite du Lys dans les Pyrénées) avec (dans la grande bande granitique de Vendée) des massifs intrusifs anté-cambriens et des régions de granites carbonifères ; des granitisations d'âge calédonien ne sont pas par ailleurs impossibles. En ce qui concerne les relations avec les directions de plissements, il existe de petits batholites post-tectoniques (par ex. le granite de Vezins à l'Est de Cholet, qui sectionne toutes les bandes des quartzites de Trémentines en métamorphisant les anciennes coulées rhyolitiques). Le problème des venues granitiques successives soulève évidemment la question des divers métamorphismes. Un métamorphisme antécambrien est facile à démontrer : en effet, il a été signalé depuis très longtemps des galets de micaschistes (23) dans le poudingue de Vihiers, lequel est situé sous les pélites à *Paradoxides* de Clessé-sur-Layon. La zonéographie des bandes de gneiss et de micaschistes du métamorphisme de la région des Sables d'Olonne indique clairement la direction sud-armoricaine, mais les

mesures de direction des bancs de gneiss et de schistes à minéraux sur la côte indiquent toujours l'orientation Est-Ouest [ces directions sont signalées également par Brillanceau et Talbert (8) dans leur étude sur la Porphyroïde de Mareuil-sur-le-Lay]. Autrement dit, deux métamorphismes se succèdent certainement dans l'Antécambrien de la bande anticlinale Ile d'Yeu, les Sables d'Olonne. Des microphotocopies des micaschistes des Sables d'Olonne, dans le travail de Jourdainne (20), ont montré à l'évidence ces deux phases. De grandes plages de chlorite de néoformation apparaissent en surimpression avec allongement oblique sur les lits des biotites automorphes. La coupe du Cristallophyllien (7) de la côte des Sables d'Olonne a fait l'objet de nombreuses publications depuis Cavolleau, signalant des calcaires dans le terrain gneissique de Vendée en 1803.

V. — Le système des plis en éventail du bloc vendéen.

Dans l'ensemble de la tectonique armoricaine, je vois trois groupes de plis en éventail au Sud de la Loire :

1°) l'éventail des granites, granites écrasés et mylonite du Haut-Bocage et du Choletais ;

2°) l'éventail des crêtes de quartzites du Choletais (synclinaux ordoviciens ?) ;

3°) l'éventail des synclinaux primaires dans le Synclitorium de Chantonay.

1°) *Eventail des granites.* En ce qui concerne l'ensemble des gneiss recoupés largement de granites, le dispositif général des batholites avec phénomènes de cisaillement et broyage (pouvant amener minéralisation), plus les apophyses écrasées et les grandes cassures remplies de quartz massif forment un éventail de grande dimension serré vers la région nantaise. La largeur transversale granite-gneiss de 25 km vers Clisson s'élargit beaucoup en direction du seuil du Poitou jusqu'à plus de 40 km de Thouars à Vernoux-en-Gâtine. Cette granitisation déjà plus poussée vers la limite du seuil du Poitou sera encore plus envahissante dans la Marche et le Limousin ; De Launay a donné depuis longtemps un schéma de liaison Vendée-Limousin, la bande de granite à deux micas de Vendée se divisant à l'Est pour donner

la bande Est-Ouest de la Marche et la bande méridienne de Corrèze. Si cette vue générale paraît assez juste dans l'ensemble, il y a vraisemblablement un correctif à apporter, à savoir qu'une flexure ou une faille transversale post-hercynienne n'est pas impossible masquée par le Jurassique du Poitou-Charente.

2°) *Eventail des quartzites du Choletais.* Les prospections pour la première édition au 1/320 000° de Nantes et la révision de la feuille de Cholet m'ont clairement démontré que les trois bandes de quartzite blanc de la région de la Romagne, se rapprochant à l'Ouest, divergent au contraire vers l'Est entre la Séguinière et Saint-Christophe-du-Bois, séparées par des rhyolites métamorphiques. De même, à Trémentines, les nombreuses bandes de quartzites et poudingues serrées vers le May-sur-Evre s'écartent vers l'Est pour buter contre le granite à biotite et amphibole s'étendant de la colline des Gardes à Vezins.

3°) *Les synclinaux de la fosse de Chantonnay.* Dans le synclorium de Chantonnay, à partir des Essarts, on voit se détacher du sillon houiller des lignes de grès armoricain : celle de l'Oie, de Réaumur, Saint-Pierre-du-Chemin, puis, la bande de porphyroïde et grès armoricain de Sainte-Cécile, Mouilleron, la Châtaigneraie, le Busseau. Enfin, du bassin houiller de Vouvant se détachent les phyllades colorées et grès de Puy-Hardy (faciès du Sillon du Layon) coiffées par la bande de quartzite de Champdeniers. L'ensemble donne un éventail s'élargissant à l'Est puis les arêtes synclinales se resserrent vers Saint-Maixent, en rapport semble-t-il avec la flexure parthenaisienne, presque méridienne de la principale bande granitique qui subit une virgation vers le Sud avec d'ailleurs une zone mylonitique à l'Ouest, depuis Amailloux à Parthenay-le-Vieux.

4°) *Les anticlinaux armoricains submergés dans l'Atlantique. L'île d'Yeu et le plateau sous-marin de Rochebonne.*

Au-delà du synclinal Ordovicien-Silurien du Bas-Bocage de Champ-Saint-Père à Brétignolles, un très important anticlinal sort de l'Atlantique, constitué par le cristallophyllien peut-être très ancien de l'île d'Yeu et des Sables d'Olonne, qui donne la terminaison SW du massif armoricain. A 100 km exactement à l'Ouest du port de La Rochelle se trouve par fond de —6 à —8 m un plateau sous-marin de la dimension approximative semblable à celle de l'île d'Yeu. Des dragages

ont été effectués et souvent les marins-pêcheurs rapportent dans leurs filets des blocs assez importants de la roche qui constitue le haut-fond ; c'est un micaschiste à muscovite et à chlorite. Ce plateau sous-marin de Rochebonne est donc à rattacher au Massif armoricain.

VI. — Les étages tectoniques en Vendée.

Les directions très différentes des lignes de plissement relevées en Vendée : Est-Ouest des phanites de Brétignolles [signalés depuis longtemps et dans lesquels Ters (34) a découvert récemment un *Monograptus* d'âge Wenlock] tranchent évidemment avec la direction NW-SE du sillon houiller Lac de Grand'Lieux, Malabrit, les Essarts, Chantonnay, Vouvant, Saint-Laurs. En tectonique, il y a souvent un système de grandes ondes de plissements et de petites ondes, c'est-à-dire des plis de faible rayon de courbure se superposant aux grands plis. Les systèmes des vagues de l'océan Atlantique donnent souvent l'image de plis sinusoïdaux d'amplitude et de fréquences diverses. La grande houle de l'océan donne des vagues et des creux de grande amplitude et équidistants. Ce système d'onde, ancien de plusieurs jours et venant de loin étant établi et régulier, que le vent vienne à fraîchir, des petites vagues vont se superposer quelquefois en direction SW vers le NE sur la grande houle de l'Atlantique en énormes montagnes d'eau Est-Ouest. Il y a deux notions à considérer :

1) celle des étages tectoniques (fig. 3).

2) celle de la direction propre aux diverses phases des orogénèses successives.

Les grandes ondes de plissements forment les larges anticlinaux de Précambrien apparaissant périodiquement, tandis que les plus courtes ondulations du Cambro-silurien représentent une tectonique calédonienne de couverture. Le Dévonien et le Carbonifère sont actuellement localisés dans deux sillons étroitement coincés entre de longues failles longitudinales. Les phases tectoniques sont très nombreuses dans ces fossés dévono-carbonifère. Ainsi, en Vendée, les mines de houilles de Faymoreau ont permis de démontrer une très importante discordance du Stéphanien inférieur sur le Namurien très redressé. D'autre part, dans le fond de la vallée de l'Autize du Moulin de la Vergnée à Fontbriand, on observe le Stéphanien discordant sur le Givétien.

Il y a en définitive 3 grands étages tectoniques :

— l'étage du Précambrien (plissement cadomien) ;

— l'étage du Cambro-Silurien (plissement calédonien) ;

— l'étage du Dévono-Carbonifère, chaîne armoricaine varisque avec la plupart des phases de Hans Stille.

1) LES DISCORDANCES DANS LE CARBONIFÈRE.

Le détail des phases tectoniques dans le Bassin de Vouvant est encore plus complexe. Sur le socle précambrien, on admet donc en discordance un étage tectonique de Cambro-Silurien plissé. Le long du bord sud du Bassin de Vouvant - Saint-Laurs apparaît le Givétien de la Villedé d'Ardin qui se présente brusquement en affleurement avec des contacts par faille vis-à-vis des poudingues réputés houillers (carrières de Fontbriand) dans le fond de la vallée du Saumort. Par ailleurs, les anciens travaux miniers de la Morisseterie, au-delà du Bassin de Vouvant, entre Saint-Laurs et la Villedé d'Ardin, mettent en évidence une nouvelle lentille de Namurien ayant un contact par discordance ou par faille avec le Givétien de la Gaconnière et de la Marbrière de Villedé (fond de vallée de Dilay). Ainsi, il y a discordance du Carbonifère sur le Dévonien ; c'est donc la phase bretonne de Hans Stille. Les exploitations des mines de Faymoreau ont très clairement démontré la discordance de la cuvette de la Verrerie-la-Blanchardièrre (Stéphanien) sur le faisceau du Puits Bernard d'âge Namurien (Westphalien inférieur). On doit attribuer la discordance post-namurienne et anté-stéphanienne à la phase asturienne. Enfin, le Stéphanien du Bassin de Vouvant, comme celui de la Marzelle et celui de Malabrit, a été plissé par la phase saalienne. Au total, on peut démontrer cinq phases tectoniques dans la région du sillon houiller avec son encadrement de Précambrien et de Cambro-Silurien ; en voici la récapitulation : plissement cadomien, puis plissement calédonien et, pour les mouvements hercyniens, phase bretonne, phase asturienne, phase saalienne de Hans Stille. La phase asturienne se constate aussi dans le horst de Doué-la-Fontaine : Stéphanien du Bassin de Minières discordant sur le Namurien du sillon du Layon (25). Au point de vue cartographique, les larges régions anticlinales soulevant les terrains les plus anciens sont :

1° l'anticlinal Nantes - Mortagne-sur-Sèvre - Bressuire - Parthenay fortement granitisé ;

2° l'anticlinal de Paimbœuf - Rocheservière - les Essarts - Mervent ;

3° l'anticlinal gneissique île d'Yeu - les Sables d'Olonne ;

4° à la limite Anjou-Bretagne, Cogné a décrit des nappes de style pennique dans les gneiss de Champtoceaux. Dans l'ennoyage de cet anticlinal, on a signalé en 1937 des plissements sinusoïdaux couchés dans les micaschistes (Briovérien) de la tranchée de la voie ferrée à la Jumellière (Maine-et-Loire) (23).

2 DÉTAIL DE LA TECTONIQUE SUR LE PRÉ-CAMBRIEN.

La tectonique de couverture comporte, dans les Mauges, les synclinaux de Cambro-Silurien de la Romagne, puis, dans la fosse de Chantonay, les synclinaux de Cambro-Ordovicien, et enfin une bande silurienne accolée au Dévono-Carbonifère de Faymoreau, Saint-Laurs et la Villedé d'Ardin. Au-delà, dans le Bas-Bocage, on peut dénombrer encore deux synclinaux ordoviciens ; celui de la Limouzinière, Chaize-le-Vicomte et celui des Moutiers-les-Mauxfaits à Brétignolles-sur-Mer.

Les synclinaux de Cambro-ordovicien forment des plis isoclinaux de style imbriqué par pli-faille constituant une tectonique de couverture du vieux socle. Dans le Haut-Bocage, le pendage général est W-SW, tandis que dans le Bas-Bocage, près de la côte atlantique, il est N-NE plus faible. Si le pendage dominant du Bas-Bocage est donc N-NE, il se relève en sens inverse pour devenir SW supérieur à 45° à l'approche de l'anticlinal Paimbœuf-les-Essarts contre lequel le Briovérien et sa couverture de Cambro-Silurien viennent se plaquer. En se relevant au début du Carbonifère, l'anticlinal des Essarts à Mervent et le sillon houiller séparent ces deux unités tectoniques différentes. Postérieurement, le sillon houiller s'est effondré au milieu des terrains primaires. A première vue, l'Ordovicien de la série ardoisière de la Limouzinière étant incliné 60° SW et la région Avrillé et les Moutiers-les-Mauxfaits inclinée N-NE, le granite de La-Roche-sur-Yon donne l'impression d'une mise en place de position synclinale. En réalité, une importante bande briovérienne "à porphyroïde" qui apparaît entre Champ-Saint-Père et Mareuil (8) sépare les deux synclinaux de Moutiers-les-Mauxfaits et la Limouzinière. En ce qui concerne le synclinal des Moutiers-les-Mauxfaits à Brétignolles-sur-Mer, l'Ordovicien-Silurien à pendage NE, du Sud du Bas-Bocage, bute forcément

par faille contre le " Briovérien à porphyroïde " affleurant entre le Champ-Saint-Père et Marcuil-sur-le-Lay. Sur la côte atlantique, la série du Wenlock de la plage de la Parée à Brétignolles avec le pittoresque rocher en phtanite de Sainte-Véronique est nettement incliné NE. Il y a donc un contact par faille de cisaillement avec la série du Briovérien - arkose métamorphique (porphyroïde) de la Sauzaie et micaschiste séricitique de Saint-Gilles Croix-de-Vie, Sion inclinée NNW extrêmement plissotés dans le détail, au total, le contact Silurien-Briovérien entraîne la nécessité d'une longue faille directionnelle tout comme les synclinaux de Saint-Pierre-du-Chemin et de la Châtaigneraie dans le Haut-Bocage. Dans la région côtière et le Bas-Bocage, on doit admettre un système de plis couchés déversés vers le Sud en style imbriqué par pli-faille. Que les phtanites soient d'âge briovérien ou silurien, cela ne change pas une structure relativement plate du Bas-Bocage par rapport aux plis sub-verticaux du Haut-Bocage.

3) LES DIRECTIONS PRINCIPALES DE PLISSEMENT.

Nous retrouvons donc les trois directions principales de cisaillement du Massif Armoricaïn signalées par Graïndor (19). Il est certain, d'après l'aspect de la carte au 1/320 000^e avec report de tous les axes des plis, que l'ensemble des synclinaux ordoviciens et siluriens du Haut et Bas-Bocage se trouve sectionné par la cassure sud-armoricaine du sillon houiller de Chantonay. Graïndor définit, par son étude sur les cisaillements crustaux dans le Massif Armoricaïn, trois directions essentielles. Nous retrouvons bien les trois directions au Sud de la Loire, mais en ce qui concerne l'âge des plissements, d'après l'étude de Cogné sur des nappes de style pennique dans les gneiss de Champ-toceaux, cette direction NE-SW est bien cadomienne. Pour la direction des sillons houillers, le Stéphanien discordant sur le Namurien étant lui-même affecté, l'âge est donc post-stéphanien, soit saalien d'après l'échelle de Hans Stille. La direction la plus couchée vers l'Ouest est celle des lignes de grès armoricaïn et des schistes d'Angers ; cela est général, aussi bien dans le Haut-Bocage que dans le Bas-Bocage, et laisse présumer l'existence d'une phase calédonienne. Cette direction calédonienne est soulignée sur la feuille de La-Roche-sur-Yon au 1/80 000^e par l'obliquité des synclinaux de Cambro-Ordovicien (La Châtaigneraie et Saint-Pierre-du-Chemin) sur le sillon houiller et dévonien Chantonay, Faymoreau, Saint-Laurs.

VII. — La tectonique néo-armoricaine.

L'Extrémité sud du Massif Armoricaïn a eu des mouvements tectoniques récents. Ce n'est pas dans le cadre de cet article consacré aux terrains primaires qu'il importe de faire même un résumé des nombreux compartiments relevés et effondrés par un jeu postérieur au Crétacé et à l'Eocène et qui sont fortement dénivelés (par ex. paquet effondré, marais de Challans, paquet relevé d'Ile d'Yeu). Par contre, il est indispensable d'insister sur la réouverture au Néogène des sillons houillers de Vendée et du Layon. A Chantonay-Vouvant, c'est le Jurassique qui est effondré au pied du Stéphanien ; le long de la vallée du Layon, c'est le Cénomaniën qui remplit le fond du compartiment effondré. Dans les deux cas, le relief de faille est important mais les regards de faille sont opposés à Chantonay et à Thouarcé (25). Il a été question dans la littérature géologique d'une dent d'*Elephas meridionalis* signalée par Ferronnière (16) à Chantonay, alors qu'il n'est pas cartographié d'affleurements plus récents que le Jurassique et le Carbonifère. D'importants travaux de terrassement pour le lotissement sur le coteau dominant la gare de Chantonay à l'Ouest ont montré de profondes poches d'altération dans le Callovien remplies par des argiles ferrugineuses et des graviers et cailloutés rougeâtres sous les limons quaternaires. Il y a donc des dépôts pliocènes à quaternaire ancien et c'est de telles poches que doit provenir cette dent d'*Elephas*.

L'âge de la faille directe d'effondrement du Jurassique de Chantonay peut donc être précisé : il est postérieur à celui des faluns redoniens (*) qui sont dénivelés dans la région du Lac de Grand' Lieu, d'après l'étude de Barrois (2) sur le Sillon de Bretagne. Le talus de comblement de l'escarpement de faille comporte, selon toute probabilité, des dépôts d'âge villafranchien ; elle est donc d'âge post-redonien et anté-villafranchien. Le fossé de Saint-Maixent a été considéré par les auteurs comme la fermeture du sillon de Bretagne et de la fosse de Chantonay. Les failles de Saint-Maixent sont postérieures aux meulières du Sannoisien, mais la datation de la faille de Chantonay est encore plus précise.

(*) Selon les indications de l'Histoire Naturelle de Buffon, des cuvettes de faluns vindoboniens ont dû exister dans la région Le Boupère-Rochetréjoux, soulignant l'effondrement récent de la fosse jurassique de Chantonay.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) BARROIS Ch. (1930). — Les grandes lignes de la Bretagne. *Livre jubilaire S.G.F.*, t. 1, p. 83-100.
- 2) BARROIS Ch. (1930). — Le sillon de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LV, p. 152-153.
- 3) BLAISE J., CAVET P. et LARDEUX H. (1970). — Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalonnes (M-et-L.) (Sud-Est du massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XII, n° 1, p. 5-14.
- 4) BOYER C. (1968). — Sur la nature ignimbrétique de certaines porphyroïdes du Massif armoricain et du Massif Central. *C.R. Ac. Sc.*, t. 266, p. 1464-1466.
- 5) BRILLANCEAU A. (1962). — Sur la présence d'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen (région de La-Roche-sur-Yon). *C.R. Ac. Sc.*, t. 255, p. 2477-2478.
- 6) BRILLANCEAU A. et MATHIEU G. (1965). — Notable extension du Silurien dans le Bas-Bocage vendéen. *C.R. Ac. Sc.*, t. 261, n° 8, p. 1875-1881.
- 7) BRILLANCEAU A. et NICOLAS A. (1971). — Age précambrien du métamorphisme de la série des Sables d'Olonne (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 272, p. 2131-2133.
- 8) BRILLANCEAU A. et TALBERT J.C. (1971). — Présence du Briovérien à porphyroïdes dans le massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée). Ses relations avec les rhyolites. *C.R. Ac. Sc.*, t. 272, p. 912.
- 9) BURÉAU L. (1900). — La ville de Nantes et la Loire inférieure. Nantes.
- 10) BURÉAU E. (1910). — Bassin houiller de la Basse-Loire. Fasc. 1, Description géologique du Bassin. *Etude des gîtes minéraux de la France*. Imprimerie Nationale.
- 11) CAMUZARD J.P., MATHIEU G., PILLET J. et RIVIÈRE L.M. (1968). — Nouvelle découverte fossilifère dans le Givétien de la Marbrière de la Villejé d'Ardin (Deux-Sèvres). *C.R. Ac. Sc.*, t. 267, p. 471-472.
- 12) CAVET P., GRUET M. et PILLET J. (1966). — Sur la présence de Cambrien à *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (M-et-L.) dans le NE du Bocage vendéen. *C.R. Ac. Sc.*, t. 263, p. 1685-1688.
- 13) COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granite en Bretagne méridionale. Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouailles. *Th. Strasbourg*.
- 14) COGNÉ J. (1962). — Le Briovérien. *Bull. S.G.F.*, 7° s., t. IV, p. 413-430.
- 15) DHOSTE M. (1968). — Présence des gneiss d'Aubuson en Vendée. *C.R. Ac. Sc.*, t. 266, p. 1556-1558.
- 16) FERRONNIÈRE G. (1912). — *L'Elephas meridionalis* de Chantonay. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest*, Nantes, 3° sér., t. III, p. 149-150.
- 17) FOURNEL H. (1836). — Etude des gîtes houiller et métallifères du Bocage vendéen. *Etude des gîtes minéraux de la France*. Imprimerie Royale.
- 18) GRAINDOR M.J. (1951). — A propos des mouvements varisques dans le massif armoricain. *C.R. somm. S.G.F.*, n° 3, 6 mars 1951.
- 19) GRAINDOR M.J. (1966). — Analyse de cisaillements crustaux dans le socle varisque de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 262, p. 1035-1036.
- 20) JOURDAINNE H. (1968). — Etude pétrographique et tectonique de la région des Sables d'Olonne. *Dipl. Et. Sup. Poitiers*, 6 mars 1968.
- 21) LEUTWEIN F. (1968). — Contribution à la connaissance du Précambrien récent en Europe Occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 673.
- 22) MATHIEU G. (1932). — Observations géologiques dans le Bocage vendéen et la Gâtine. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVII, p. 47.
- 23) MATHIEU G. (1937). — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne (2 t.). *Thèse Lille*. Imprimerie Sautai.
- 24) MATHIEU G. (1938). — Découverte d'une faune ordovicienne dans le Synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 206, p. 1739.
- 25) MATHIEU G. (1945). — La géologie des environs du Thouarcé (Maine-et-Loire). *B.C.G.F.*, n° 216, t. XLV, p. 51-76.
- 26) MATHIEU G. (1958). — Les grandes lignes de la Vendée. *B.C.G.F.*, t. IV, n° 253, p. 287.
- 27) MATHIEU G. (1961). — Un tableau stratigraphique sur le bord nord du bassin d'Aquitaine. *B.S.G.F.*, 7° sér., t. 3, p. 11-20.
- 28) MICHAUD C. (1965). — Contact nord du Batholite de Mortagne-sur-Sèvre entre la Romagne et Montfaucon. *Dipl. Et. sup. Fac. Sc. Poitiers*.
- 29) PENEAU J. (1928). — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le SE du Massif armoricain. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest*, Angers (4° série), t. VIII et *Thèse Sc.*, Lille, 1929.
- 30) RENARD J.P. (1971). — Etude pétrographique et géochimique des Granites du district uranifère de Vendée. *Thèse Sc.*, Nancy, 1971.
- 31) SANTALLIER D. (1964). — Etude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. *Thèse 3° Cycle*, Fac. Sc. Paris, 1964.
- 32) SONET J. (1968). — Contribution à l'étude géochronologique du massif de Mortagne (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 264, p. 225-228.
- 32 bis) SONET J. (1968). — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C.R. Ac. Sc.*, t. 267, p. 15-17.
- 33) TALBERT J.C. et VIALETTE Y. — Etude géochronologique du Massif de Mareuil-en-Lay (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 274, p. 2737-2739.
- 34) TERS M. (1970). — Découverte d'un gisement de Graptolites du Silurien (Wenlock) dans la série de « Brétignolles » (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 271, p. 1060-1062.
- 35) TERS M. (1972). — Sur l'extension du Paléozoïque en Vendée littorale. Stratigraphie et structure. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 24 avril 1972, p. 146. Réunion extraordinaire à Rennes.
- 36) VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J. et JEANETTE D. (1971). — Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 273, p. 132-135.

Découverte d'une flore néocomienne dans les «grès supérieurs» de Bokor (Cambodge méridional)

par Paule CORSIN(*) et C. DESREUMAUX(**)

(Planches XXVI à XXVIII)

Sommaire. — A l'exception de nombreux bois silicifiés, aucune flore fossile n'a jusqu'ici été recueillie dans les "grès supérieurs" du Cambodge. Les végétaux découverts dans le gisement de Bokor sont tous des restes de Fougères; leur âge est néocomien.

Grâce à cette nouvelle datation qui confirme d'autres résultats récents, il est possible d'établir une nouvelle échelle stratigraphique des terrains mésozoïques du Cambodge. De nouvelles propositions sont énoncées en ce qui concerne l'histoire géologique de la région au cours du Secondaire.

Summary. — With the exception of many silicified woods, no fossil flora has ever been found in the "Grès supérieurs" of Cambodia. The plants discovered in the fossiliferous occurrence around Bokor are all fossil ferns of neocomian age.

Thanks to this new data which confirms some other recent results, it is possible to draw a new stratigraphical scale of the mesozoic formations of Cambodia. New propositions are expressed about the geological history of this region during the mesozoic times.

I. — INTRODUCTION

La flore étudiée dans cette note a été découverte dans un niveau d'argile silteuse gris-vert intercalé entre des bancs de "grès supérieurs" subhorizontaux. Ce niveau affleure sous forme de talus au kilomètre 17,5 de la route nationale Kampot-Bokor.

D'après la feuille de Kampot, n° 5842.IV de la carte du Cambodge au 1/50 000, les coordonnées du gisement sont les suivantes : latitude 10° 36' 09" Nord, longitude 104° 06' 02" Est, altitude 450 m, ce qui correspond au point A des figures 2 et 3. En raison de cette situation géographique, nous

appellerons "Flore de Bokor" l'ensemble des fossiles recueillis.

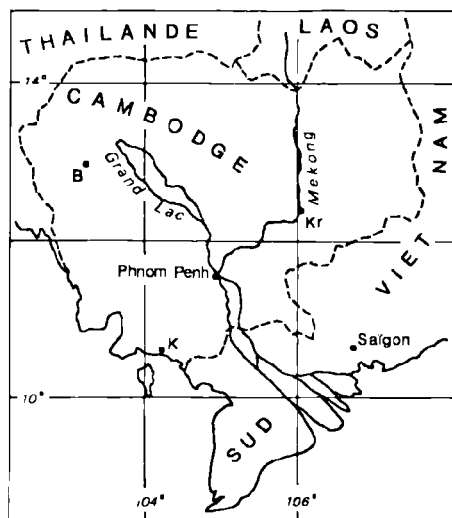


FIG. 1. — Carte générale de situation.
B : Battambang. — K : Kampot. — Kr. : Kratié.

(*) Laboratoire de Paléobotanique, U.E.R. Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille.

(**) Département de Géologie, Faculté des Sciences de Phnom-Penh.

Note présentée et déposée le 6 décembre 1972.

II. — CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE. - HISTORIQUE (C. D.)

Le Cambodge méridional et occidental a d'abord fait l'objet d'une étude géologique d'ensemble par Gübler (6) et plus récemment, une mission de coopération technique française reprenait pour l'essentiel les résultats précédents tout en apportant des éléments nouveaux à partir de résultats palynologiques (29) (*). Les idées de Gübler seront discutées ici, tandis que les résultats palynologiques seront évoqués à la rubrique "Résultats récents".

La région de Kampot-Bokor peut être divisée schématiquement en trois ensembles bien distincts : la plaine alluviale et le littoral, les collines de Kampot et le plateau de Bokor.

A) La plaine alluviale et le littoral.

Ils sont compris entre 0 et 10 m d'altitude environ. Formés exclusivement de dépôts récents, ils n'offrent que peu d'intérêt sur un plan purement géologique.

B) Les collines de Kampot.

Vestiges d'anciens reliefs affaissés, elles dominent çà et là la plaine ; leurs dimensions sont réduites et leur altitude varie de 100 à 350 m environ.

1) STRATIGRAPHIE.

D'après les études antérieures (6), les terrains qui constituent ces collines peuvent être rangés en deux catégories : les terrains antépermien et les terrains permien.

a) *Les terrains antépermien.* Il s'agit essentiellement de quartzites, de grès et de schistes qui donnent des reliefs très mous. Seuls, quelques restes de Trilobites y ont été signalés (11) ; c'est donc surtout à l'aide de critères structuraux et faciologiques que l'échelle stratigraphique y a été établie. Ainsi, les quartzites ont été considérés comme cambro-siluriens, tandis qu'un âge dévonocarbone était attribué aux schistes et grès.

(*) Les résultats de cette mission sont consignés dans des rapports inédits conservés aux Archives du Service des Mines du Cambodge. Nous tenons à remercier Monsieur le Directeur de ce Service qui nous les a aimablement communiqués.

Un âge antépermien a été aussi donné aux rhyolites présentes en certains points de la région.

b) *Les terrains permien.* Ils sont constitués de calcaires karstifiés avec quelques petites intercalations de schistes ou de calcschistes. Leur stratigraphie d'ensemble est bien connue grâce à la présence de Fusulines, de Brachiopodes et de Cnidaires. Cependant, aucune coupe détaillée n'en a été donnée jusqu'à ce jour, aussi leur stratigraphie fine reste-t-elle à faire.

De son côté, le Trias n'a pas été identifié dans les collines de Kampot, mais il affleure peu au Nord-Ouest dans la province de Kompong-Speu, où il est représenté par des grès et des microbrèches.

2) STRUCTURE.

Tous ces terrains sont très fortement plissés (**). Les plis couchés et les écailles abondent dans les calcaires permien, ce qui témoigne de poussées tangentielles importantes.

Pour Gübler (6) la région aurait été le siège de trois phases tectoniques : une phase calédonienne qui aurait plissé les quartzites, une phase hereynienne (antépermienne) qui aurait repris les quartzites et plissé les schistes et grès, enfin une phase néotriasique (carnienne) au cours de laquelle se seraient produits les mouvements majeurs. A cette dernière phase paroxysmale aurait succédé une période de calme relatif où seuls se seraient produits des mouvements de faible amplitude.

A part le Permien daté, aucun âge précis ne vient à l'appui de cet essai de chronologie et paradoxalement les âges des divers terrains furent déduits des phases supposées. Il est probable que, faute de repères datés paléontologiquement, Gübler s'est trouvé dans l'obligation d'appliquer le canevas géologique qui avait été établi dans l'Indochine du Nord, lequel n'était pas forcément utilisable au Cambodge.

Les critères structuraux et faciologiques qui ont été utilisés sont eux-mêmes discutables. Les discordances invoquées ne sont pas évidentes de par les conditions de terrain d'abord (état d'altération des roches, manque de contacts, absence de coupes continues qui rendent toute corrélation très aléatoire), ensuite de par les mouvements majeurs dont la complexité n'a pu que masquer

(**) Sauf, bien entendu, les "grès supérieurs" qui constituent la colline D de la figure 2.

les effets des phases antérieures éventuelles ; il n'est même pas impossible qu'en certains points les calcaires permien aient chevauché des unités plus récentes ; la discordance apparente pourrait alors être en réalité un contact anormal.

Les corrélations de faciès ne donnent guère de résultats plus convaincants ; deux exemples suffiront à le montrer : une microflore mésozoïque a été reconnue (29) dans le schisto-gréseux plissé du Phnom-Krakès (point B des figures 2 et 3) et d'autre part, au Sud de Kratié, nous avons pu découvrir (4) une *Ammonite* accompagnée de *Neocalamites* infraliasiques dans des grès présumés cambro-siluriens (18) à partir des mêmes critères

que ceux utilisés par Gübler. Enfin, dans bien des cas, des faciès tenus pour paléozoïques (18) ne sont autres que des cornéennes au contact des plutons mésozoïques abondants au Cambodge.

Nous ne nions pas, bien sûr, l'existence de sédiments antépermien dans le Cambodge méridional (pour preuve les Trilobites cambriens étudiés par T. Kobayashi), ni la possibilité de mouvements attribuables au cycle calédonien ou hercynien. Nous pensons simplement que, faute de coupes complètes étayées par des faits paléontologiques précis, il serait très aventureux pour l'instant de tenter de dresser une histoire géologique cohérente de la région pour les périodes antérieures au Permien.

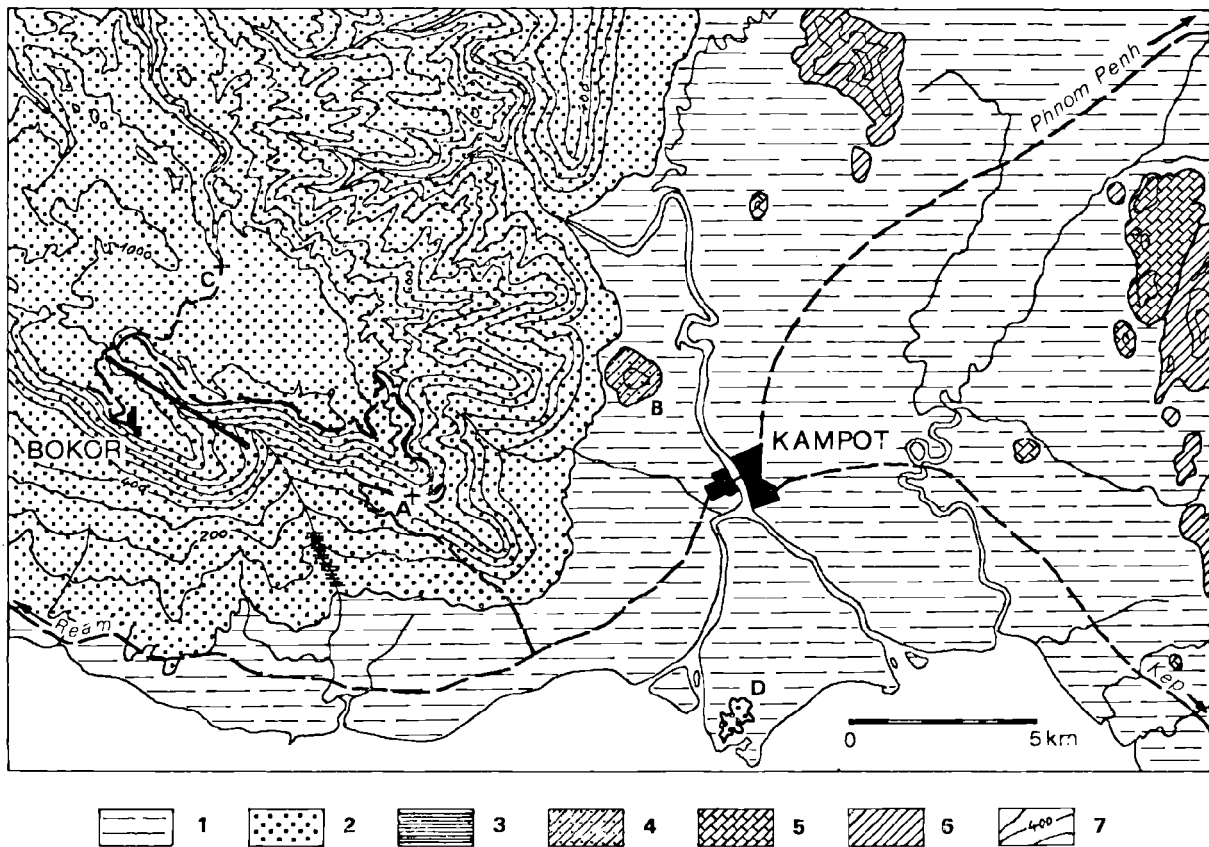


FIG. 2. — Carte géologique sommaire de la région de Kampot-Bokor.

1. Dépôts récents. — 2. "Grès supérieurs" en place ou éboulés. — 3. "Terrain rouge" visible sous les éboulis de "grès supérieurs". — 4. Schisto-gréseux à microflore mésozoïque du Phnom-Krakès. — 5. Calcaires permien.
6. Terrains supposés antépermien (quartzites, schistes et grès, rhyolites). — 7. Courbes de niveau (équidistance : 100 m).

C) Le plateau de Bokor.

C'est un vaste entablement gréseux qui forme la terminaison Sud-Est de la "chaîne de l'Éléphant" et dont le point culminant (1 079 m) se situe à Bokor même. L'ensemble est très légèrement incliné vers le Nord-Est, ce qui détermine une falaise au Sud, face à la mer, tandis que les pentes sont beaucoup plus douces vers le Nord et l'Est.

1) STRATIGRAPHIE.

L'établissement de coupes de détail y est très difficile en raison de la qualité le plus souvent médiocre des affleurements. D'autre part, les faciès rencontrés sont très monotones et leurs variations latérales brutales. Nous nous bornerons donc à donner une coupe à caractère général qui a été relevée sur le flanc Sud du plateau à partir d'observations dans quelques ruisseaux et surtout le long de la route nationale Kampot-Bokor (fig. 3).

De bas en haut, la succession rencontrée est la suivante :

a) "Terrain rouge" ou "*Indosinias moyennes*" des auteurs. Cette formation (du niveau de la plaine à 180 m environ) est observable en certains points malgré l'abondance des éboulis de "grès supérieurs" qui la masquent le plus souvent. Elle consiste en argiles rouge lie-de-vin avec de rares intercalations de grès fins de même couleur, dont l'épaisseur n'excède jamais quelques mètres. Un niveau gypseux y a été signalé vers le sommet par la mission française de coopération technique (29).

Ce "terrain rouge" est très largement représenté dans le Cambodge septentrional. Il devient par contre très réduit ou inexistant vers l'Ouest et le Sud du pays où il n'a été mentionné qu'en certains points de la Province de Battambang (28). Sa présence à la base du plateau de Bokor indique donc qu'il a dû avoir une extension beaucoup plus importante que celle qui lui était attribuée.

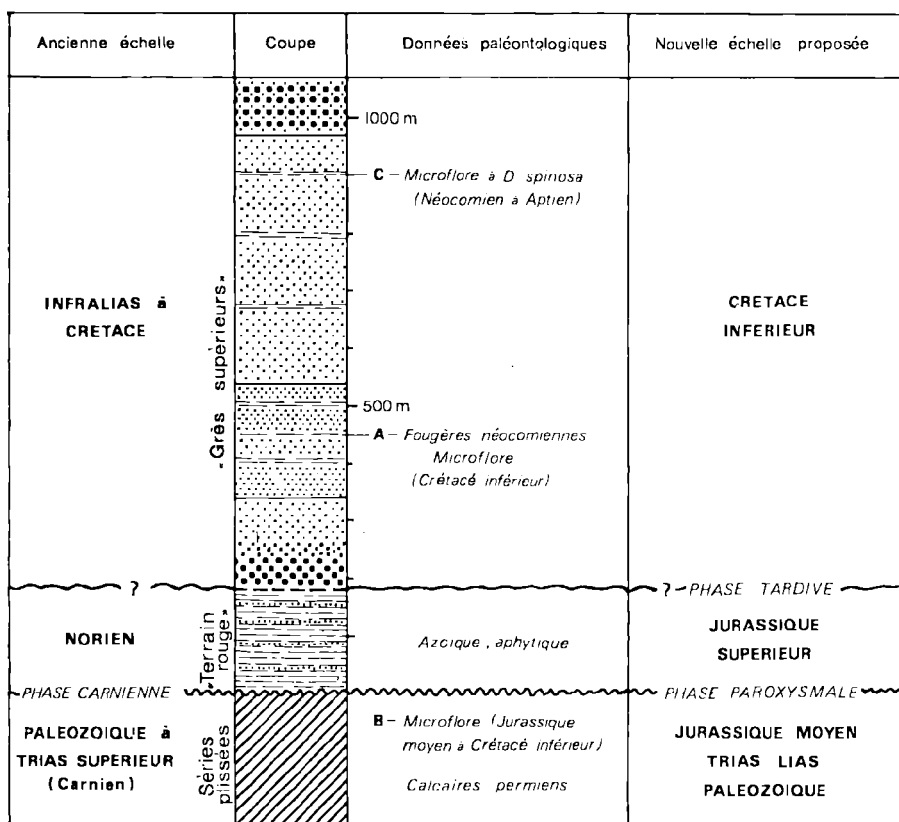


FIG. 3. — Coupe générale de la région de Kampot-Bokor.

L'expression "Terrain rouge" a été créée par Lantenois (16) pour désigner des formations mésozoïques d'origine continentale ou lagunaire et de couleur générale rose à rouge lie-de-vin. Suivant les régions de la péninsule indochinoise, ce genre de sédimentation a pu apparaître à divers moments du Secondaire. Se référant sans doute à l'échelle stratigraphique de l'Indochine du Nord, Gübler (6) attribuait au Trias en général le "Terrain rouge" de Battambang tandis que Saurin (18) rangeait dans le Norien celui du Cambodge septentrional. Dans ce dernier cas, cette formation est en fait beaucoup plus jeune puisqu'elle repose en discordance sur un complexe plissé qui renferme au moins la plus grande partie du Lias (4).

b) "Grès supérieurs" ou "*Indosinias supérieures*" des auteurs. Ces grès que l'on rencontre de 180 m environ jusqu'au sommet, ont une origine continentale attestée par les stratifications entrecroisées fréquentes ainsi que les variations latérales de faciès brutales, par le caractère lenticulaire de nombreux niveaux, par la présence de jais et bien sûr par les fossiles végétaux qui y ont été recueillis. Nous y distinguerons schématiquement quatre parties.

— De 180 à 340 m environ : des bancs de conglomérat et de grès grossiers auxquels succèdent des grès plus fins, parfois même argileux. La couleur générale blanche d'abord devient rouge lie-de-vin vers la fin, ce qui suggère une récurrence de faciès "terrain rouge".

— De 340 à 540 m environ : des sédiments plus fins avec de fréquents niveaux argileux ou silteux de couleur gris-vert. Les grès sont fins le plus souvent et de couleur diverse : grise, gris-vert, gris brunâtre, plus rarement blanche ou rose. Les grès grossiers ainsi que les conglomérats sont réduits à l'état de passées.

— De 540 à 970 m environ : les faciès deviennent très homogènes et monotones. Il s'agit presque uniquement de grès fins ou très fins, blanc à blanc jaunâtre. Argiles et grès argileux sont rares.

— De 970 m environ jusqu'au sommet : les conglomérats et les grès grossiers prédominent et les stratifications entrecroisées deviennent très fréquentes, particulièrement bien soulignées par l'érosion éolienne au sommet de la corniche de Bokor.

Le concept "grès supérieurs" a été introduit dans la littérature géologique indochinoise par Jacob et Dussault (10). Il fut employé à l'origine pour désigner dans le Haut-Laos une formation rouge salifère qui y constitue le terme le plus élevé de l'échelle stratigraphique. Par la suite, il fut appliqué à toutes les formations sommitales de l'Indochine.

En ce qui concerne le Cambodge, les "grès supérieurs" désignent tous les entablements gréseux monoclinaux qui constituent la "chaîne" de l'Eléphant et les Cardamomes dans le Sud et le

Sud-Ouest, les Dangreek au Nord qui forment la bordure méridionale du plateau de Korat et quelques collines réparties dans la plaine cambodgienne ainsi que dans le Nord et le Nord-Est du pays.

Par comparaison avec l'Indochine du Nord (avec la formation de Hongay en particulier), un âge exclusivement infraliasique fut d'abord donné aux "grès supérieurs" du Cambodge (6, 18) ; puis à la suite de la découverte de Reptiles et de Lamellibranches sénoniens au Bas-Laos (8, 9), il fut admis que ces "grès supérieurs" étaient infraliasiques à leur base mais qu'ils pouvaient aussi représenter le Jurassique et le Crétacé (5, 19, 20).

Récemment (4), nous énoncions que l'âge de la base des "grès supérieurs" serait à réviser au Cambodge septentrional où les séries plissées renferment du Lias. Fait remarquable, ces mêmes séries recèlent des espèces de la flore de Hongay accompagnées de fossiles marins. Il ne fait donc aucun doute qu'au Mésozoïque, Indochine du Nord et Cambodge constituaient deux domaines paléogéographiques entièrement différents, ce qui souligne combien il était aléatoire de vouloir appliquer sans preuve à l'Indochine du Sud ce qui avait été reconnu dans celle du Nord.

2) STRUCTURE.

a) "*Terrain rouge*". Les pendages y sont faibles mais l'exiguïté et le mauvais état des affleurements rencontrés ne permettent pas d'en donner une valeur exacte.

Partout ailleurs au Cambodge, aussi bien dans la province de Battambang où sont signalés des pendages moyens de 15° (28), que dans la province de Kratié où les inclinaisons n'excèdent guère 5 à 10°, le "terrain rouge" est faiblement ondulé et une phase d'érosion a succédé à sa formation puisque les "grès supérieurs" peuvent indifféremment le recouvrir ou reposer sur les séries fortement plissées. Il en résulte une légère discordance angulaire que nous n'avons pu observer qu'en un seul point : au champ de tir de Kratié. C'est dire combien il est difficile de toucher un contact du marteau.

Selon toute vraisemblance, cette phase tardive qui a affecté le "terrain rouge" a dû se produire dans la région de Kampot-Bokor. En effet, immédiatement au Nord-Ouest, dans la province de Kompong-Spen, les "grès supérieurs" reposent directement sur les séries plissées, l'absence de "terrain rouge" n'étant pas imputable à notre

avis à une lacune de sédimentation mais bien à la phase d'érosion évoquée plus haut.

b) "Grès supérieurs". Ils présentent une simple structure monoclinale. Là encore, les pendages relevés ne sont pas la plupart du temps des pendages réels, les bancs étant le plus souvent déchaussés. Il faut aussi se méfier du fait des niveaux lenticulaires et des stratifications entrecroisées qui donnent l'illusion parfaite de pendages bien supérieurs à l'inclinaison générale des couches. A l'échelle de la carte, on peut constater que cette inclinaison générale vers le Nord-Est ne dépasse pas quelques degrés. Enfin, nous n'avons pu y repérer qu'une seule faille verticale d'un rejet de 100 m environ (fig. 2).

III. — DESCRIPTION SYSTEMATIQUE DE LA FLORE DE BOKOR (P. C.)

A l'exception d'un fragment de feuille d'allure cycadéenne (Pl. XXVIII, fig. 6) et de quelques restes d'axes de Conifères non déterminables, les végétaux fossiles recueillis à Bokor doivent être rattachés à l'embranchement des Filicophytes, bien qu'aucun d'entre eux ne soit représenté ici sous son aspect fertile. Cependant, par comparaison avec des Fougères connues à la fois à l'état stérile et à l'état fertile, c'est non seulement dans les Filicophytes qu'il faut ranger la majorité d'entre eux, mais plus précisément dans le genre *Gleichenoides* KON'NO de la famille des Gleichéniacées. Les autres spécimens ont été décrits sous les noms de *Leckenbya* et *Sphenopteris* car, jusqu'à présent, leurs fructifications sont sinon inconnues, du moins douteuses.

Famille des GLEICHENIACEES

A l'intérieur des Filicales, cette famille se caractérise par la présence de sporanges abaxiaux sur la face inférieure des feuilles fertiles ; ceux-ci sont pourvus d'un anneau équatorial à déhiscence longitudinale et groupés en sores généralement petits, arrondis sans indusie.

Actuellement uniquement représentée sous les tropiques et à la limite des régions tempérées chaudes, cette famille est ancienne puisqu'elle est reconnue dès le Carbonifère inférieur (*Oligocarpia*). Ses représentants sont toutefois rares au début du Secondaire et c'est seulement au Crétacé qu'ils se multiplient rapidement. A côté de quelques *Gleichenia* fossiles dont la morphologie externe

(fausse dichotomie ou ramification trichotome) ainsi que la constitution des sores et la taille des pinnules sont tout-à-fait semblables à celles des *Gleichenia* actuels, on trouve, dès l'extrême base du Crétacé, des Fougères qui rappellent ce genre sans pouvoir lui être totalement confondues. Ce sont ces formes que Seward, en 1926, a désignées sous le nom de *Gleichenites* (non GOEPPERT) SEWARD (24, p. 69) ; leurs sores sont constituées d'un petit nombre de sporanges rangés sur une couronne unique et ils sont disposés sur les nervures secondaires en deux rangées de part et d'autre de la nervure principale. Les *Gleichenites* possèdent également le limbe réduit des *Gleichenia* car leurs pinnules sont petites et trapues, témoignant d'une adaptation à un climat sec.

A côté de ces *Gleichenites*, on trouve au Crétacé inférieur d'autres Fougères de même type morphologique, mais dont la disposition des sporanges sur la surface inférieure du limbe diffère notablement. Considérées d'abord par Kon'no (1967) comme appartenant à un sous-genre de *Gleichenites*, ces Fougères ont été rangées dans le genre *Gleichenoides* KON'NO (1968), qui se caractérise par des sores nombreux disposés sur les nervures tertiaires de part et d'autre des nervures secondaires.

Genre GLEICHENOIDES KON'NO 1968

1967. *Gleichenites* (*Gleichenoides*) KON'NO, p. 142.

1968. *Gleichenoides* KON'NO, p. 140.

ESPÈCE-TYPE : *Gleichenoides gagauensis* KON'NO 1968.

Toutes les espèces rentrant dans ce genre présentent le même aspect en ce qui concerne la taille et l'allure de leurs pinnules qui sont toujours de très petite taille, d'aspect coriace et de forme pécoptéridienne à aléthoptéridienne. Elles montrent aussi, à l'exception de l'une d'elles, la même édification de penne et de fronde. Elles se distinguent entre elles, d'une part par l'importance des rachis et la densité des pennes le long de ceux-ci, d'autre part par les caractères de leurs pinnules (dimensions relatives, forme, nervation).

Jusqu'à présent, le genre *Gleichenoides* n'a été reconnu qu'en Malaisie par Kon'no et Smiley (14, 15, 25) et dans les horizons stratigraphiques bien limités (extrême base du Crétacé). Il semblerait que ses différentes espèces représentent, au Néocomien, des formes primitives annonçant les vrais *Gleichenites* du Secondaire et du Tertiaire.

Il est bien malaisé de reconnaître ce genre avec toute certitude uniquement grâce à son feuillage stérile, c'est pourquoi Kon'no préconise, dans le cas où aucune fructification n'est connue, l'utilisation des "genres de formes" *Pecopteris* ou *Sphenopteris* de préférence à *Gleichenoides*. Cette solution prudente me semble toutefois pouvoir être écartée puisque les limbes stériles et fertiles sont identiques ; elle me paraît inutile dans le cas des échantillons de Bokor chez lesquels il est possible de reconnaître exactement la même constitution de pennes et les mêmes caractères de pinnule que chez des *Gleichenoides* bien définis figurés par Kon'no, et ceci d'autant plus que la taille excessivement réduite de tous leurs éléments amène à les rapprocher des *Gleichenia* et *Gleichenites*. Cependant, ils se distinguent de ces derniers genres par l'édition de leurs frondes qui sont au moins tripennées avec des pennes de dernier ordre très courtes.

Gleichenoides stenopinnula KON'NO
(Pl. XXVI, fig. 1 à 9)

1967. *Gleichenites* (*Gleichenoides*) *stenopinnula*, KON'NO, p. 148-150, Pl. XXV, fig. 7 et 8.
1968. *Gleichenoides stenopinnula*, KON'NO, p. 140.
1970. *Gleichenoides* cf. *stenopinnula*, SMILEY, p. 95, Pl. I, fig. 4.

HOLOTYPE : Kon'no 1967, Pl. XXV, fig. 7 et 8.

DIAGNOSE : Voir Kon'no 1967.

DESCRIPTION : Cette espèce, qui est de loin la plus abondante dans la flore de Bokor, a été figurée Pl. XXVI. Généralement, les restes recueillis sont de petite taille et ne représentent que des fragments incomplets de pennes d'avant-dernier ordre dont on ne connaît ni la base, ni l'extrémité. Seul un échantillon (Pl. XXVI, fig. 1) montre une partie plus importante de fronde avec deux éléments consécutifs. Il s'agit donc d'une fronde au moins tripennée (A, fig. 4).

Les pennes d'avant-dernier ordre ($n-1$), malgré leur petite taille et l'aspect fragile de leurs pennes et pinnules, se caractérisent par un port sans souplesse ainsi que par un rachis rigide et paraissant solide bien que son épaisseur atteigne à peine 0,5 mm (Pl. XXVI, fig. 1, 8 et 9). De ce rachis d'avant-dernier ordre se détachent deux rangées de pennes alternes, distantes de 3 à 4 mm, qui se développent dans des plans différents, constituant ainsi une feuille dont la surface supérieure est creusée en V (Pl. XXVI, fig. 9). Visibles

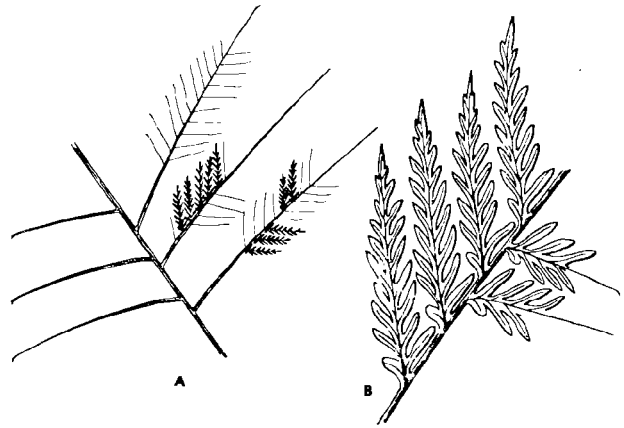


FIG. 4. — *Gleichenoides stenopinnula* KON'NO
Dessins schématiques.

- A. Aspect de la fronde. Gr. = 0,5.
B. Fragment de penne d'avant-dernier ordre. Gr. = 2,5.

sur une longueur maximum de 5 cm, les pennes $n-1$ montrent une largeur comprise, selon les spécimens, entre 12 et 15 mm avec des bords latéraux rigoureusement parallèles, ce qui amène à penser que leur forme générale devait être allongée.

Les pennes de ce dernier ordre sont elles-mêmes allongées ; leurs bords sensiblement parallèles se rejoignent progressivement en une extrémité étirée et pointue (Pl. XXVI, fig. 1 et 1b). Elles se détachent obliquement du rachis $n-1$ selon un angle variant entre 55° à 65° du côté adaxial et entre 35° et 45° du côté abaxial. Leur longueur est comprise entre 8 et 12 mm et leur largeur moyenne entre 2 et 2,5 mm (souvent 3 mm à leur partie la plus basilaire). Leur rachis principal supporte 6 à 8 paires de pinnules obliques avec une pinnule terminale allongée (B, fig. 4). L'inclinaison de ces pinnules est de 35 à 45° sur le bord anadrome et seulement de 30 à 35° sur le bord catadrome, ce qui amène une certaine dissymétrie des pennes de dernier ordre, dissymétrie accentuée par une très forte différence de taille des pinnules basilaires qui, elles, se détachent toutes deux du rachis support selon un angle d'environ 60°. La pinnule basilaire anadrome est en effet excessivement développée (longueur = 2 à 3 mm) par rapport à la catadrome qui est courte et trapue (longueur = 0,6 à 1 mm). Cette pinnule anadrome d'ailleurs montre une direction rigoureusement parallèle au rachis $n-1$ qui, de ce fait, se trouve régulièrement bordé d'une façon caractéristique

par une double rangée de pinnules (Pl. XXVI, fig. 1a, 1b, 9a).

Les pinnules, toujours nettement séparées les unes des autres, présentent une forme aléthroptéridienne, avec un bord inférieur décurrent qui se poursuit parallèlement à l'axe porteur. Elles sont allongées à linéaires avec extrémité supérieure arrondie; leur longueur, qui varie entre 1,8 et 2 mm, atteint quelquefois 2,5 mm, tandis que leur largeur peut être évaluée à 0,4 ou 0,5 mm. Leurs bords latéraux semblent presque toujours entiers, quelquefois légèrement denticulés chez les éléments basilaires (Pl. XXVI, fig. 2a); il est cependant bien difficile de les distinguer parfaitement, non seulement à cause de la très petite taille des pinnules, mais aussi parce que la surface supérieure du limbe est convexe (Pl. XXVI, fig. 3a et 7a).

Bien que la nervation ne soit pas toujours facile à observer, on distingue bien, chez de nombreux spécimens, la nervure principale qui est relativement épaisse. Elle se détache très obliquement du rachis et son parcours sinueux va jusqu'à l'extrémité de la pinnule (Pl. XXVI, fig. 3a et 7a). Sur quelques spécimens seulement, on peut en outre distinguer les nervures secondaires qui sont fines et distantes les unes des autres.

REMARQUE :

Les échantillons de *Gleichenoides stenopinnula* recueillis à Bokor présentent les mêmes caractères que ceux recueillis en Malaisie par Kon'no (14, 15). Seul le critère taille est parfois légèrement différent et dans l'ensemble, les spécimens offrent des dimensions un peu supérieures.

POSITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE.

Gleichenoides stenopinnula n'a jusqu'ici été rencontré qu'en Malaisie dans des formations se situant à l'extrême base du Crétacé (Néocomien).

Gleichenoides pantiensis KON'NO

(Pl. XXVII, fig. 1 à 7)

1967. *Gleichenites* (*Gleichenoides*) *pantiensis* KON'NO, p. 147-148, Pl. XXV, fig. 4-6.

1968. *Gleichenoides pantiensis*, KON'NO, p. 140.

1970. *Gleichenoides pantiensis*, SMILEY, p. 93, Pl. I, fig. 1 à 3.

HOLOTYPE : KON'no 1967, Pl. XXV, fig. 4-6.

DIAGNOSE : Voir KON'no 1967.

DESCRIPTION : Les spécimens de *Gleichenoides pantiensis*, également de petite taille, ne sont encore le plus souvent que des fragments de pennes d'avant-dernier ordre (Pl. XXVII, fig. 1, 2, 3, 6). L'un d'eux (Pl. XXVII, fig. 4 et 7), représente cependant une petite partie de penne (ou de fronde) tripennée dont on distingue le rachis support (Rn-2) relativement épais (largeur comprise entre 2 et 2,5 mm), très finement strié longitudinalement. De ce rachis se détachent 3 pennes consécutives alternes sous un angle voisin de 50° d'un côté et de 70° de l'autre, distantes entre elles sur un même côté d'environ 18 à 20 mm. Seuls les éléments les plus basilaires de ces pennes d'avant-dernier ordre, sont malheureusement observables sur cet échantillon (Pl. XXVII, fig. 4a et 7a) et c'est sur d'autres spécimens, correspondant à des parties moyennes ou terminales, que l'on peut observer l'aspect général caractéristique de *Gleichenoides pantiensis*.

Les pennes d'avant-dernier ordre (A, fig. 5) montrent des bords parallèles et leur largeur moyenne est de 20 à 25 mm. Leur rachis principal est rigide et épais (largeur comprise entre 0,5 et 1 mm); il supporte des pennes jamais recouvrantes qui se détachent tous les 4 à 6 mm selon un angle de 80 à 85° sur le bord adaxial, et seulement de 60 à 65° sur le bord abaxial (Pl. XXVII, fig. 6a).

Les pennes de dernier ordre sont allongées à triangulaires avec des bords parallèles qui convergent doucement en une extrémité étirée; leur longueur est comprise entre 9 et 15 mm et leur largeur sensiblement égale à 3 mm à la base. Elles sont en général constituées par 8 à 10 paires de pinnules dont le développement est plus important du côté anadrome, surtout en ce qui concerne les éléments basilaires.

Les pinnules sont pécoptéridiennes à aléthroptéridiennes. Attachées obliquement sur le rachis support par toute leur base, elles sont peu ou pas décurrentes, quelquefois légèrement contractées et présentent une extrémité arrondie à obtuse (Pl. XXVII, fig. 1a et 6a); leurs bords sont entiers ou très faiblement lobés (Pl. XXVII, fig. 1a) et leur longueur moyenne est de 1,6 mm, avec une largeur de 0,6 mm. Les pinnules basilaires, et surtout celles situées du côté adaxial, montrent 3 à 4 lobes latéraux et leur base est plus nettement contractée. D'autre part, les pinnules basilaires anadromes se caractérisent en outre comme chez l'espèce précédente, par une direction générale

parallèle au rachis d'avant-dernier ordre ; leur taille est relativement grande (longueur : 2 à 2,5 mm ; largeur : 0,8 à 1,2 mm). Les éléments catadromes sont plus courts et leur longueur atteint seulement 1 à 1,5 mm.

Enfin, en ce qui concerne la nervation, elle est peu visible car profondément enfoncée dans un limbe coriace. Parfois, on peut distinguer la nervure médiane qui est très fine et que l'on peut suivre jusqu'à l'extrémité de la pinnule (Pl. XXVII, fig. 3a et 7a).

POSITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE.

Gleichenoides pantiensis a été rencontrée en association avec *Gleichenoides stenopinnula* en Malaisie (25). Comme cette dernière espèce, elle n'a été jusqu'ici recueillie qu'à l'extrême base du Crétacé.

REMARQUE.

L'espèce *Gl. pantiensis* est très voisine de *Gl. gagauensis* dont elle se distingue par une taille supérieure de ses éléments de tous ordres, par un aspect plus aéré de son limbe et par un port plus rigide. Il est toutefois parfois difficile de séparer avec toute certitude ces deux espèces ; c'est le cas pour le fragment figuré Pl. XXVII, fig. 3, qui présente des pinnules beaucoup plus serrées et pourrait, de ce fait, se rapprocher de *Gl. gagauensis*. Cette dernière espèce a également été recueillie en Malaisie au Néocomien et dans les mêmes gisements que *Gl. pantiensis*.

Gleichenoides cf. *maranensis* SMILEY

(Pl. XXVIII, fig. 1 et 3)

1970. *Gleichenoides maranensis*, SMILEY, p. 93-94, Pl. III, fig. 1-5.

HOLOTYPE : Smiley 1970, Pl. III, fig. 1-5.

DIAGNOSE : Voir Smiley, 1970.

DESCRIPTION : Certains petits fragments très incomplets de pennes (Pl. XXVIII, fig. 1 et 3) se caractérisent par la taille très réduite de leurs éléments de dernier ordre dont les pinnules à contour sub-ovalaire et à extrémité arrondie sont décurrentes sur le rachis. Ces pinnules ont au moins 1 mm de longueur et elles sont rapidement adhérentes les unes aux autres, constituant ainsi des pennes de dernier ordre trapues et à extrémité plus ou moins aiguë. Ces dernières (d'une longueur maximale de 5 mm) sont éloignées les unes des autres sur un axe porteur épais et rigide (B, fig. 5) ; elles sont très obliques (60 à 65°) et régulièrement incurvées vers l'avant (Pl. XXVIII, fig. 3a).

Aucun spécimen ne montre de pennes d'avant-dernier ordre entières et il est donc impossible de connaître avec toute certitude leur allure générale. Aussi, ai-je seulement rapproché les échantillons recueillis à Bokor de l'espèce *Gl. maranensis* du Néocomien de Malaisie dont ils possèdent les pinnules trapues et deltoïdes. Ils ne sont cependant pas sans présenter de grandes affinités avec certaines plantes wealdiennes décrites par Saporta sous le nom de *Cladophlebis micromorpha* SAPORTA ou *Cl. sinuatiloba* SAPORTA [(17) Pl. VII, fig. 2 et Pl. III, fig. 3-4], par Seward sous le nom de *Cladophlebis dunkeri* (SCHIMPER) SEWARD [(21) Pl. VII, fig. 3 ; (22) Pl. III, fig. 43 à 46], par Halle sous le nom de *Sphenopteris fittoni* SEWARD [(7) Pl. III, fig. 18], par Teixeira sous le nom de *Pecopteris dunkeri* [(26) Pl. XXIII, fig. 11 à 18]. S'il m'est cependant apparu préférable de rapprocher ces quelques fragments végétaux de *Gleichenites maranensis*, c'est surtout à cause de la très petite taille de leur limbe foliaire que l'on ne rencontre chez aucune des autres plantes précédemment citées. Il est cependant bien certain que l'absence de débris fertiles permet toujours, comme chez les deux espèces étudiées ci-dessus, d'émettre un doute sur l'appartenance au genre *Gleichenoides* de ces restes stériles.

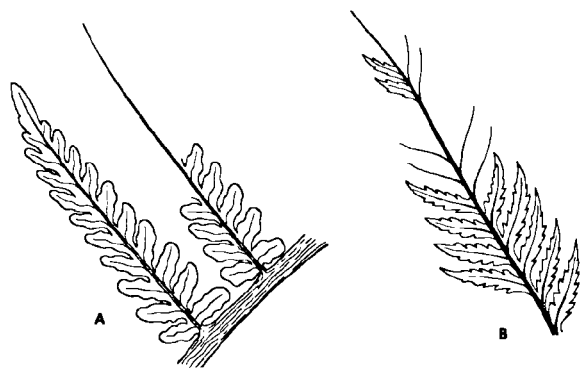


FIG. 5. — Dessin schématique de :
A. *Gleichenoides pantiensis* KON'NO. Gr. = 2,5.
B. *Gleichenoides* cf. *maranensis* SMILEY. Gr. = 2,5.

FILICALES incertae sedis

cf. *Leckenbya valdensis* SEWARD

(Pl. XXVIII, fig. 2)

1894. *Nathorstia valdensis*, SEWARD, p. 145-148, Pl. VII, fig. 5 et Pl. IX, fig. 2.

1895. *Leckenbya valdensis*, SEWARD, p. 225.

HOLOTYPE : Seward 1894, Pl. VII, fig. 5 et Pl. IX, fig. 2.

DIAGNOSE : Voir Seward, 1894.

DESCRIPTION : Quelques échantillons dont l'un est représenté Pl. XXVIII, fig. 2, se différencient nettement des formes que l'on vient de décrire par l'aspect pécoptéridien à odontoptéridien de leurs pinnules. Encore ici, il s'agit de fragments de pennes stériles qu'il m'a semblé possible de rapprocher du genre de forme provisoire *Leckenbya* créé par Nathorst pour désigner le feuillage d'une Fougère à très petites pinnules pécoptéridiennes sans nervation apparente.

Ce fragment de penna d'avant-dernier ordre montre un rachis principal relativement épais duquel se détachent, sous un angle de 55 à 65°, 6 pennes de dernier ordre ne se recouvrant pas et distantes entre elles sur un même côté d'environ 3 mm. Ces pennes, d'une longueur moyenne de 12 mm, ont une forme allongée avec des bords assez rigoureusement parallèles (largeur de 2 à 2,5 mm). Leur rachis, grêle mais rigide, porte 8 à 12 paires de petites pinnules très proches les unes des autres et qui se caractérisent par des bords latéraux parallèles et un sommet tronqué (Pl. XXVIII, fig. 2a). Leur limbe, d'autre part, est épais et convexe comme celui de la plupart des *Gleichenites* ; la nervation est mal apparente.

REMARQUE.

Le genre de forme *Leckenbya* et son espèce-type *L. valdensis* doit être considéré comme provisoire, car il est insuffisamment défini. Seward estime qu'il peut correspondre à certains aspects de *Cladophlebis dunkeri* (22, p. 24), mais il considère aussi que les rapports de cette plante avec les *Gleichenites* sont si grands qu'il serait peut-être correct de la rattacher à ce genre (23, p. 353), et entre autre à l'espèce *Cl. cycadina* (SCHENK) SEWARD.

POSITION STRATIGRAPHIQUE.

Le genre *Leckenbya* n'a jusqu'ici été rencontré que dans les formations wealdiennes d'Europe (Seward, 1894 et 1900).

Sphenopteris (Onychiopsis?) mantelli BRONGNIART
(Pl. XXVIII, fig. 4 et 5)

1828. *Sphenopteris mantelli* BRONGNIART, p. 170, Pl. XLV, fig. 3-7.

1894. *Sphenopteris (Onychiopsis) mantelli*, SEWARD, p. 41-54, Pl. III, fig. 1-4.

HOLOTYPE : Brongniart 1828, Pl. XLV, fig. 3-7.

DIAGNOSE : Voir Brongniart 1828.

DESCRIPTION : Quelques fragments de pennes, dont deux sont figurés Pl. XXVIII, fig. 4 et 5, montrent de courtes pinnules linéaires uninervées semblables à celles que l'on peut observer chez *Sphenopteris mantelli* BRONGNIART. Ces petites pinnules, acuminées à leur sommet, sont très obliques sur le rachis support (Pl. XXVIII, fig. 4a) auquel elles sont attachées par une large base décurrenente et elles se soudent fréquemment les unes aux autres pour donner naissance à des éléments allongés, subtriangulaires lobés sur leurs bords (Pl. XXVIII, fig. 5a). Malgré leurs petites dimensions, ces pennes, toujours stériles, présentent un aspect rigide car leurs axes sont relativement épais et raides.

REMARQUE.

L'espèce *mantelli*, créée par Brongniart (1828), a été rangée dans le genre *Sphenopteris* par cet auteur, bien qu'il reconnaisse que son allure sphénoptéridienne ne soit pas franche. Par la suite, elle a été rattachée par Seward (21, p. 41) au genre *Onychiopsis* YOKOYAMA, à la suite de la découverte d'éléments fertiles porteurs d'organes elliptiques contenant des spores, semblables à ceux que l'on rencontre chez le genre *Onychiopsis* et son espèce-type *O. elongata*. L'appartenance de cette de cette espèce wealdienne au genre *Onychiopsis* peut cependant demeurer douteuse si l'on considère que les pennes fertiles de ce genre de Fougère incertae sedis montrent un limbe très différent de celui des pennes stériles et qu'aucune fronde à la fois stérile et fertile n'a été représentée jusqu'alors. Aussi me semble-t-il prudent de maintenir, pour les formes stériles telles que celles représentées ici, le nom générique de *Sphenopteris*.

EXTENSION VERTICALE.

Sphenopteris (Onychiopsis) mantelli est une plante communément rencontrée dans le Wealdien d'Angleterre (21) ; elle a aussi été recueillie dans cette formation en Belgique (22) et en France

(2), ainsi qu'au Portugal où Saporta en 1894 et Teixeira en 1948 la signalent jusque dans l'Albien inférieur.

IV. — AUTRES RESULTATS RECENTS

A) Résultats palynologiques.

Ces résultats ont été obtenus à partir de l'analyse d'échantillons prélevés au cours de la mission de coopération technique française mentionnée plus haut (29). Trois points se sont révélés intéressants.

Il s'agit d'abord d'un échantillon des couches plissées du Phnom-Krakès (point B des fig. 2 et 3) qui a livré une microflore composée de *Classopolis* et de pollens précolpés, ce qui lui confère un âge possible Jurassique moyen à Crétacé inférieur.

D'autre part, très près du gisement de Fougères étudiées dans cette note, l'analyse d'une argile a montré la présence de *Classopolis* et *Cicatricosporites* associés à des spores baculées. L'âge Crétacé inférieur qui en résulte concorde parfaitement avec l'âge de la macroflore.

Enfin, l'analyse d'une autre argile prélevée au bas de la cascade inférieure de Popokvil (point C des fig. 2 et 3) a révélé une microflore identique à la précédente avec, en plus, *Concavosporites* et *Diadites spinosa*. Il s'agit là encore de Crétacé inférieur mais, en raison de la présence de *D. spinosa*, l'âge pourrait être plus jeune, jusqu'à Barrémien et même Aptien. Ceci n'aurait d'ailleurs rien de surprenant puisque nous arrivons là vers le sommet des "grès supérieurs".

B) Cas du Cambodge Nord-oriental.

La même succession séries plissées, "terrain rouge", "grès supérieurs" s'y retrouve avec une constance remarquable. Ici encore, les âges adoptés étaient les suivants : jusqu'à Carnien inclus pour les couches plissées, Norien pour le "Terrain rouge", Infralias à Crétacé pour les "grès supérieurs" (18, 19, 20).

Jusqu'à présent, aucun fossile n'y a été découvert dans le "terrain rouge" et les "grès supérieurs", à part des bois silicifiés. Par contre, nous

avons pu démontrer la présence non seulement du Trias (3), mais aussi de l'Infralias et du Lias dans le complexe plissé qui supporte un "terrain rouge" ou des "grès supérieurs" très nettement discordants, ce qui a entraîné une remise en question de l'échelle stratigraphique primitivement établie (4).

V. — CONCLUSIONS

1) Age des séries.

a) "Grès supérieurs". D'après les renseignements fournis par la flore et les microflores, ces grès sont d'âge Crétacé inférieur et sans doute néocomiens. Seule la présence de *Diadites spinosa* dans la microflore (point C, fig. 3) permet de penser à un âge plus jeune vers le sommet de la série (Barrémien ou même Aptien). Ce sommet ici est d'ailleurs une limite d'érosion et il n'est pas impossible que le cycle des "grès supérieurs" se soit poursuivi jusqu'à la fin du Crétacé comme c'est le cas au Bas-Laos. Quant à l'âge de la base de ces grès, il n'est pas permis pour l'instant de le fixer avec certitude, puisqu'entre le gisement de Fougères et le terrain rouge se situent 270 m environ de "grès supérieurs" où aucun fossile n'a été trouvé jusqu'à présent. Cependant, du fait de la présence du Jurassique moyen (au moins) dans les séries plissées et du terrain rouge intercalé, il nous paraît raisonnable de fixer à l'extrême base du Crétacé le début du cycle des "grès supérieurs". Si cette base est antérieure au Crétacé, elle ne peut que l'être de très peu et se situerait alors vers le sommet du Jurassique supérieur.

b) "Terrain rouge". Aucun fossile n'y a jamais été trouvé mais, comme il est postérieur au Jurassique moyen et antérieur au Crétacé inférieur, il représente forcément le Jurassique supérieur, en partie tout au moins. Nous ne pouvons pas donner un âge exact à sa base ni à son sommet qui ne coïncident pas forcément avec la base et le sommet du Jurassique supérieur, cela va de soi. Aussi faut-il envisager l'âge des limites du "terrain rouge" d'une manière moins catégorique qu'elles ne sont exprimées sur la figure 3 qui ne peut qu'être schématique. D'ailleurs, ce "terrain rouge" ne représente qu'un épisode assez bref dans l'histoire de la région et il peut très bien ne représenter qu'une partie seulement du Jurassique supérieur.

c) "Séries plissées". Ces séries renferment non seulement des sédiments paléozoïques et triasiques mais aussi des couches attribuables au Jurassique moyen ou même supérieur. Il faut cependant noter que, contrairement au Cambodge septentrional, le Lias n'a pas encore été découvert ici.

2) Age des phases tectoniques.

Gübler avait fort bien noté que la phase paroxysmale de la région était celle qui avait affecté entre autre les calcaires permien. Elle est, à notre avis, la clé du drame géologique régional et s'est

produite ici sans aucun doute à la fin du Jurassique moyen ou au début du Jurassique supérieur. Ceci confirme ce que nous pensions déjà à propos de la région de Kratié où la phase paroxysmale ne pouvait être carnienne ; nous lui donnions un âge Jurassique moyen vraisemblable (4).

Quant à la phase tardive responsable des plis à grand rayon de courbure du "terrain rouge", elle doit être placée au Jurassique supérieur.

Nous sommes là en parfait accord avec les idées émises par Kobayashi en ce qui concerne la Thaïlande (12, 13) ainsi qu'avec ce qui vient d'être reconnu en Malaisie (14, 15, 26, 27).

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) BRONGNIART A. (1828). — Histoire des Végétaux fossiles. Paris.
- 2) CARPENTIER A. (1927). — La flore wealdienne de Féron-Glageon. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 10, p. 1-151.
- 3) COLLIGNON M., DESREUMAUX C., MOURER C. (1968). — Découverte d'une faune triasique (anisienne) dans la région de Kratié (Cambodge). *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 267, p. 1555-1556.
- 4) CORSIN P., DESREUMAUX C. (1971). — Sur l'âge d'un gisement des environs de Chhlong (Province de Kratié, Cambodge septentrional), après la découverte de *Suedenborgia*. Conséquences en Géologie régionale. *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 272, p. 3231-3234.
- 5) FROMAGET J. (1952). — Aperçu de nos connaissances sur la Géologie de l'Indochine en 1948. *Int. Geol. Cong. 18^e Session*. Great-Britain, 1948.
- 6) GÜBLER J. (1935). — Etudes géologiques au Cambodge occidental. *Bull. Serv. Géol. Indochine*. Vol. XXII, Fasc. 2.
- 7) HALLE T.G. (1913). — The Mesozoic flora of Graham Land. *Swedischen Südpolar Expedition 1901-1903, Nordenskjöld Wiss. Ergebnisse*, vol. III, n° 14, p. 1-123.
- 8) HOFFET J.H. (1937). — Les Lamellibranches saumâtres du Sénonien de Muong Phalane (Bas-Laos). *Bull. Serv. Geol. Indochine*, Vol. XXIV, Fasc. 1.
- 9) HOFFET J.H. (1937). — Note sur la Géologie du Bas-Laos. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, Vol. XXIV, Fasc. 2.
- 10) JACOB C. et DUSSAULT L. (1924). — Exploration géologique dans le Haut-Laos. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, Vol. XIII, Fasc. 4.
- 11) KOBAYASHI T. (1956). — Miscellaneous notes on the Cambro-Ordovician geology and paleontology. Supplementary note on the Cambrian trilobites from the Southeastern Cambodia. *Trans. and Proc. Paleont. Soc. Japan*, t. 3, n° 24.
- 12) KOBAYASHI T. (1960). — Notes on the geological history of Thailand and adjacent territories. *Jap. Journ. Geol. and Geog.*, Vol. 31, n° 2/4.
- 13) KOBAYASHI T. (1963). — On the Cretaceous Ban Na Yo fauna of East Thailand with a note on the distribution of *Nippononaiia*, *Trigonioides* and *Plicatonia*. *Jap. Journ. of Geol. and Geog.*, Vol. 34, n° 1.
- 14) KON'NO E. (1967). — Some younger Mesozoic plants from Malaya. Contributions to the geology and Palaeontology of Southeast Asia, Vol. XXXVIII (Geology and Palaeontology of Southeast Asia, vol. III), p. 135-164, *The Univ. Tokyo Press*.
- 15) KON'NO E. (1968). — Addition to some younger Mesozoic plants from Malaya. Contributions to the geology and palaeontology of Southeast Asia, vol. XLVIII (Geology and Palaeontology of Southeast Asia, vol. IV), p. 139-155, *The Univ. Tokyo Press*.
- 16) LANTENOIS H. (1907). — Notes sur la géologie de l'Indochine. *Mém. Soc. Géol. France* (4), t. 1, n° 4.
- 17) SAPORTA G. (1894). — Flore fossile du Portugal. Lisbonne.
- 18) SAURIN E. (1935). — Etudes géologiques sur l'Indochine du Sud-Est (Sud-Annam, Cochinchine, Cambodge oriental). *Bull. Serv. Géol. Indochine*, Vol. XXII, Fasc. 1.
- 19) SAURIN E. (1956). — Lexique stratigraphique international, Vol. III, fasc. 6a, Indochine.
- 20) SAURIN E. (1962). — Notice sur la feuille de Saïgon et compléments 1962. *Serv. Géog. Nation. du Viet-Nam*.
- 21) SEWARD A.C. (1894). — Catalogus of the mesozoic plants in the Department of Geology, The wealden Flora, Part. I, Londres.
- 22) SEWARD A.C. (1900). — La flore wealdienne du Bernissart. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique*, t. I, p. 1-37.

- 23) SEWARD A.C. (1910). — Fossil plants, Vol. II, Cambridge.
- 24) SEWARD A.C. (1926). — The Cretaceous plant-bearing rocks of western Greenland. *Roy. Soc. London Philos. Trans.*, vol. 215, série B, p. 57-172.
- 25) SMILEY C.J. (1970). — Later Mesozoic flora from Maran, Pahang, West Malaysia. Part. 1 et 2, *Geological Society of Malaysia*, vol. 3, p. 77-113.
- 26) TEIXEIRA C. (1948). — Flore mesozoïca Portuguesa. *Portugal Serv. Geol.*, vol. I, p. 1-118.
- 27) YOKOYAMA M. (1890) — Jurassic Plants from Kaga, Hida and Echizen. *Journ. Coll. Sc. Japan*, vol. III, p. 1-66.
- 28) Travaux inédits. *Arch. Serv. Mines Cambodge*. ONU - Cambodge. Comité de Coordination des études sur le bassin inférieur du Mékong. Aménagement de la plaine de Battambang. Rapport final. Géologie. (Pièces 2.11 et 3.11).
- 29) Travaux inédits. (1967). — *Arch. Serv. Mines Cambodge*. Rapport de la mission carte géologique.

EXPLICATION DES PLANCHES (*)

PLANCHE XXVI

Gleichenoides stenopinnula KON'NO

FIG. 1. — Deux pennes consécutives d'avant-dernier ordre. Gr. nat.

FIG. 1a. — Partie A de la figure précédente. Gr. = 5. Détail de la partie basilaire des pennes de dernier ordre.

FIG. 1b. — Partie B de la figure 1. Gr. = 5. Sur ce grossissement, on voit nettement la forme des pinnules de cette espèce, dont certaines montrent un contour légèrement denticulé, ainsi que l'allure générale des pinnules terminales longuement allongées.

FIG. 2. — Penne de dernier ordre isolée. Gr. nat.

FIG. 2a. — Echantillon précédent. Gr. = 5. La légère denticulation des pinnules ainsi que leur nervation est bien visible.

FIG. 3. — Fragments de penne. Gr. nat.

FIG. 3a. — Partie de l'échantillon précédent. Gr. = 5. Cette figure montre la nervure médiane forte et sinuée que l'on peut suivre jusqu'à l'extrémité de chaque pinnule.

FIG. 4. — Fragments de pennes d'avant-dernier ordre consécutives. Gr. nat.

FIG. 5. — Aspect de pinnules de grande taille. Gr. nat.

FIG. 6. — Extrémité de penne d'avant-dernier ordre sur laquelle on remarque nettement le développement dans des plans différents de pennes latérales. Gr. nat.

FIG. 7. — Pennes isolées à grandes pinnules. Gr. nat.

FIG. 7a. — Détail de pennes montrant bien la nervation. Gr. = 5.

FIG. 8. — Fragment d'une penne d'avant-dernier ordre à petites pinnules. Gr. nat.

FIG. 8a. — Echantillon précédent. Gr. = 5.

On remarque l'aspect rigide de cette penne dont seule une moitié est visible. Les pinnules sont ici relativement moins allongées et par suite plus trapues et deltoïdes.

FIG. 9. — Penne d'avant-dernier ordre. Gr. nat.

FIG. 9a. — Partie A de l'échantillon précédent. Gr. = 5. Ici apparaît particulièrement bien la différence de taille entre la pinnule basilaire anadrome, allongée parallèlement à l'axe porteur et la pinnule basilaire catadrome, petite et trapue.

PLANCHE XXVII

Gleichenoides pantiensis KON'NO

FIG. 1. — Fragment de penne d'avant-dernier ordre. Gr. nat.

FIG. 1a. — Echantillon précédent. Gr. = 5.

Ce spécimen montre des pennes consécutives dont les pinnules, relativement de grande taille, ont des bords latéraux nettement ondulés et une extrémité terminale arrondie.

FIG. 2. — Fragment de penne. Gr. nat.

FIG. 3. — Penne d'avant-dernier ordre. Gr. nat.

FIG. 3a. — Pennes de dernier ordre. Gr. = 5.

Les pinnules offrent un aspect plus allongé et leurs bords latéraux sont ici à peine ondulés.

FIG. 4. — Partie basilaire d'une penne d'avant-dernier ordre à son point d'attache sur l'axe porteur. Gr. nat.

FIG. 4a. — Echantillon précédent. Gr. = 5.

Le rachis principal est épais et grossièrement strié longitudinalement. Il s'en détache une penne dont les pinnules, bien qu'assez petites, sont nettement lobées.

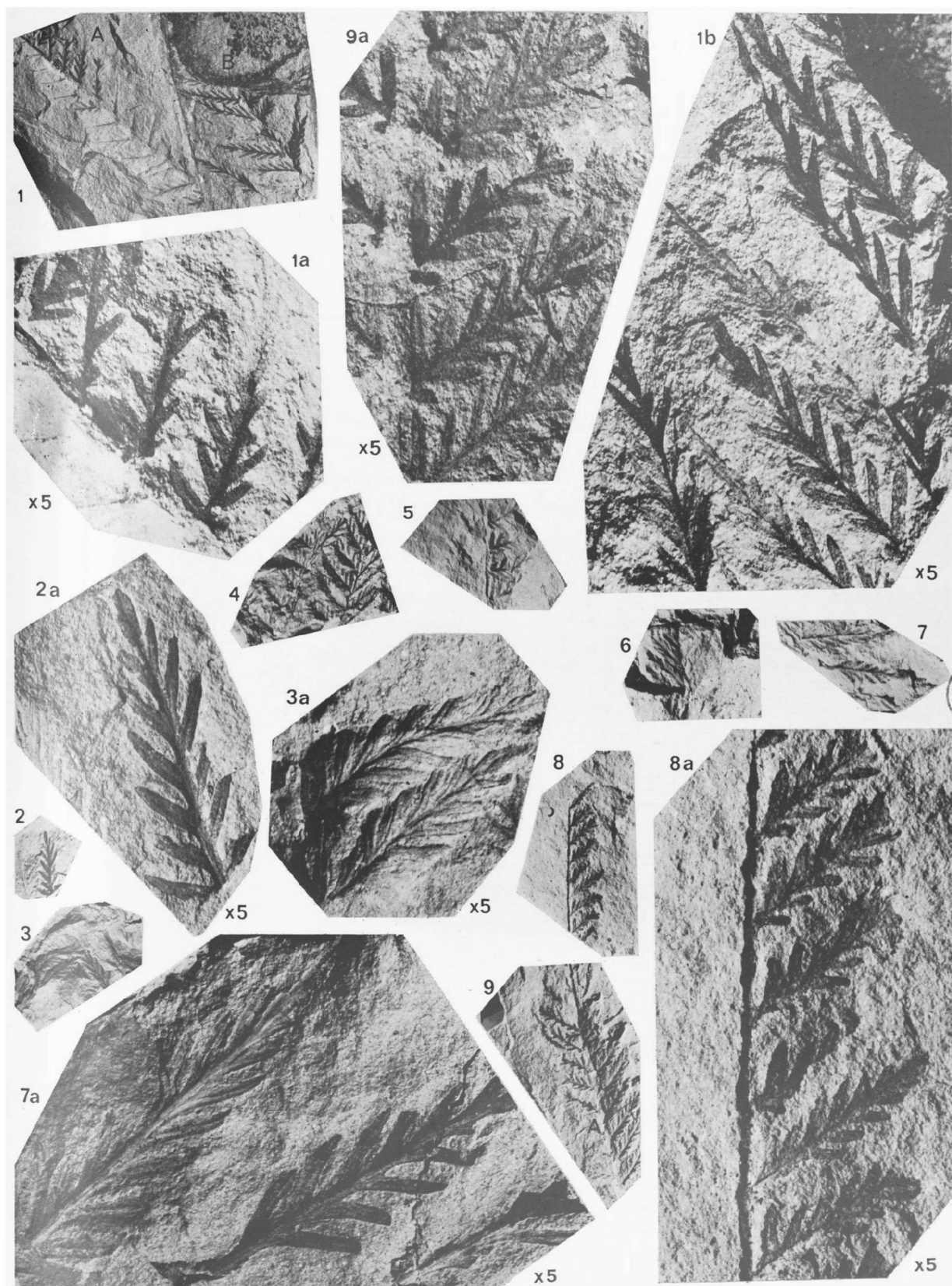
(*) Toutes les photographies ont été effectuées au Laboratoire de Paléobotanique par M. J. Carpentier auquel j'adresse tous mes remerciements.

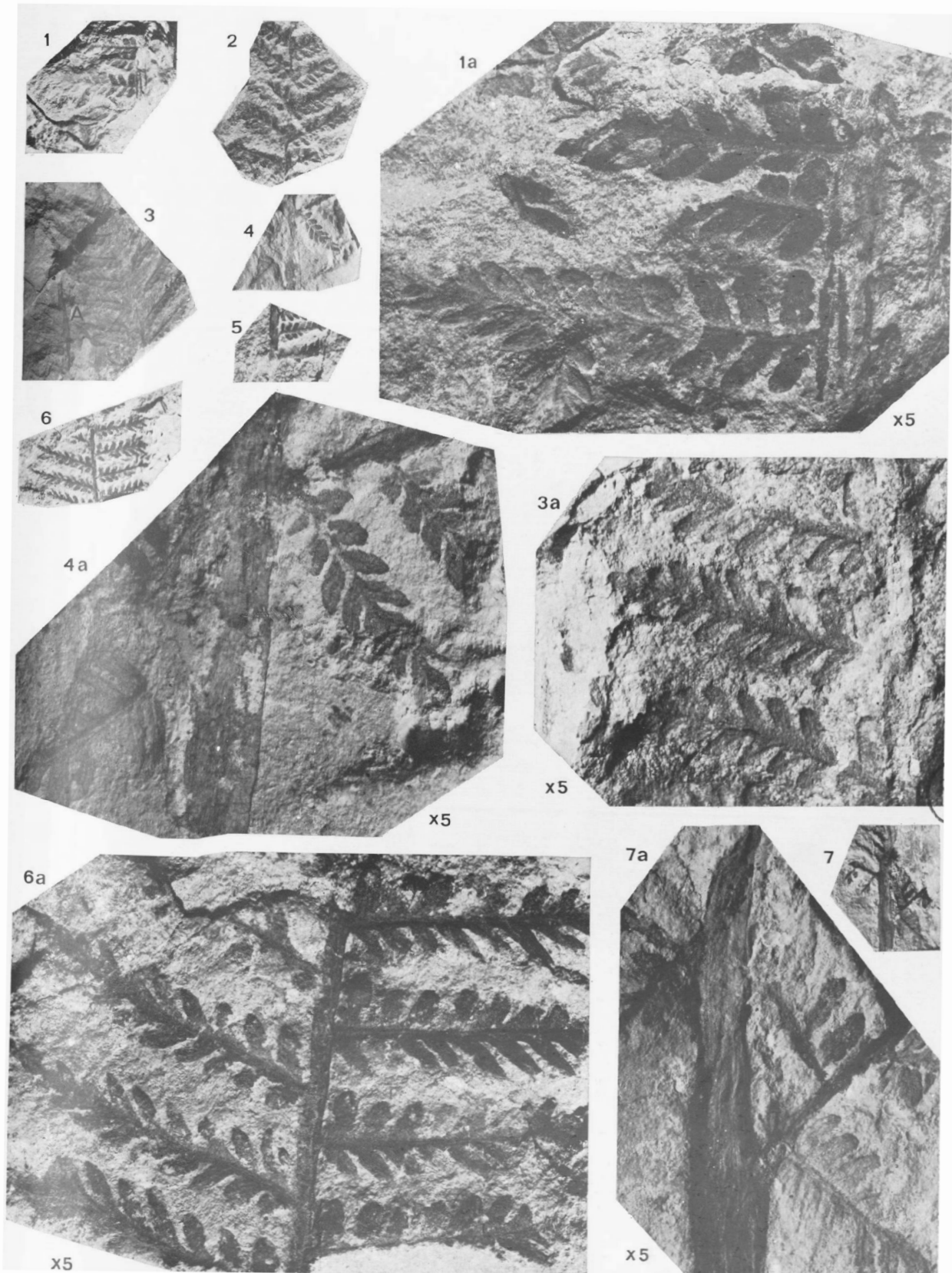
- FIG. 5. — Fragment de penne. Gr. nat.
FIG. 6. — Partie moyenne d'une penne d'avant-dernier ordre. Gr. nat.
FIG. 6a. — Aspect des pennes de dernier ordre.
Gr. = 5.
Celles-ci, éloignées les unes des autres, sont allongées et montrent à leur extrémité une longue pinnule terminale. Le développement inégal des pinnules basilaires est moins marqué que chez *Gleichenoides stenopinnula*.
FIG. 7. — Contre-empreinte, après dégagement, de l'échantillon figuré en 4. Gr. nat.
FIG. 7a. — Echantillon précédent. Gr. = 5.
Partie basilaire de deux pennes consécutives sur l'axe porteur relativement épais.

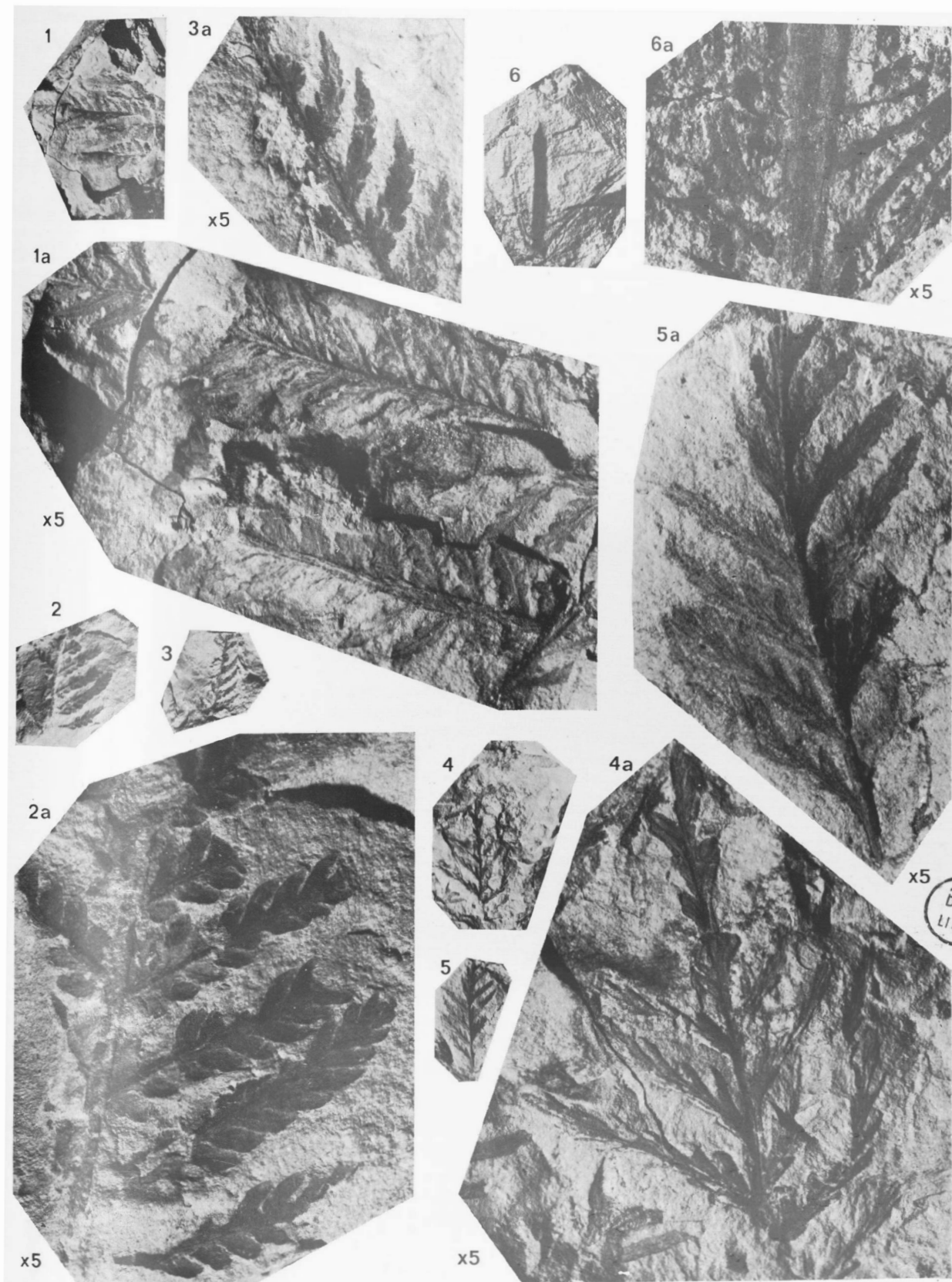
PLANCHE XXVIII

- FIG. 1. — *Gleichenoides cf. maranensis* SMILEY.
Gr. nat.
FIG. 1a. — *Gleichenoides cf. maranensis* SMILEY.
Gr. = 5.
Echantillon précédent dont le grossissement montre bien l'aspect trapu des pennes de dernier ordre dont les petites pinnules deltoïdes sont fortement soudées entre elles. Notons l'épaisseur et la rigidité des rachis de tous ordres.
FIG. 2. — cf. *Leckenbya valdensis* SEWARD. Gr. nat.
FIG. 2a. — cf. *Leckenbya valdensis* SEWARD. Gr. = 5.
Fragment de pennes d'avant-dernier ordre montrant l'aspect "odontoptéridien" des pinnules à limbe coriace de cette espèce.

- FIG. 3. — *Gleichenoides cf. maranensis* SMILEY.
Gr. nat.
FIG. 3a. — *Gleichenoides cf. maranensis* SMILEY.
Gr. = 5.
Extrémité de penne d'avant-dernier ordre où l'on remarque l'allure incurvée vers l'avant des éléments de dernier ordre à bords fortement denticulés.
FIG. 4. — *Sphenopteris (? Onychiopsis) mantelli* BRONGNIART. Gr. nat.
FIG. 4a. — *Sphenopteris (? Onychiopsis) mantelli* BRONGNIART. Gr. = 5.
On reconnaît ici les pennes grêles, distantes les unes des autres, constituées de pinnules linéaires, obliques, uninervées, caractéristiques de cette espèce.
FIG. 5. — *Sphenopteris (? Onychiopsis) mantelli* BRONGNIART. Gr. nat.
FIG. 5a. — *Sphenopteris (? Onychiopsis) mantelli* BRONGNIART. Gr. = 5.
Extrémité de penne d'avant-dernier ordre sur laquelle les pennes montrent des pinnules à peine distinctes les unes des autres (sauf dans la partie basilaire de la figure) et très fortement soudées.
FIG. 6. — cf. *Pseudocycas tenuisectus* (SAP.) FLORIN.
Gr. nat.
FIG. 6a. — cf. *Pseudocycas tenuisectus* (SAP.) FLORIN.
Gr. = 5.
Partie médiane d'une feuille.







Étude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale)

par J.M. DÉGARDIN (*)

Sommaire. — L'étude géologique de la région d'Atalanti a pour but l'analyse stratigraphique de la zone subpélagonienne qui est caractérisée par une sédimentation marine essentiellement calcaire du Trias à l'Eocène basal. Des lacunes de sédimentation carbonatée soulignées par des horizons de bauxite et de minéral de fer sont observées au Jurassique moyen et au Crétacé inférieur. Le sommet de la série est marqué par l'apparition d'un flysch au Maestrichtien qui se poursuit jusqu'au Cuisien inférieur.

Summary. — The aim of this geological study of Atalanti area is a stratigraphic analysis of the Subpelagonian zone, which is characterized by a marine sedimentation mainly carbonaceous from Triassic to lower Eocene. Gaps in carbonaceous sedimentation are emphasized by bauxite and iron oxydes horizons during the middle Jurassic and lower Cretaceous. The upper part of the series is marked by the appearance of a Maestrichtian flysch extending up to the lower Cuisian.

I. — SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le secteur étudié est localisé à une centaine de kilomètres au NW d'Athènes, sensiblement à mi-chemin entre les villes de Lamia et de Thèbes. Il représente la partie la plus orientale de la province de Locride et s'étend au S vers la province de Béotie au niveau de l'ancien lac Copaïs asséché (fig. 1).

II. — CADRE GEOLOGIQUE

La région d'Atalanti est située dans la zone subpélagonienne définie par J. Aubouin (1959). Cette zone est essentiellement caractérisée par la transgression de la couverture crétacée sur un substratum dont les formations sommitales sont représentées par des ophiolites, des radiolarites et des calcaires. Ces calcaires d'âge jurassique moyen et supérieur forment généralement le sous-bassement des roches ophiolitiques. La transgression crétacée est souvent plus tardive que sur la ride pélagonienne et son âge varie du Céno-

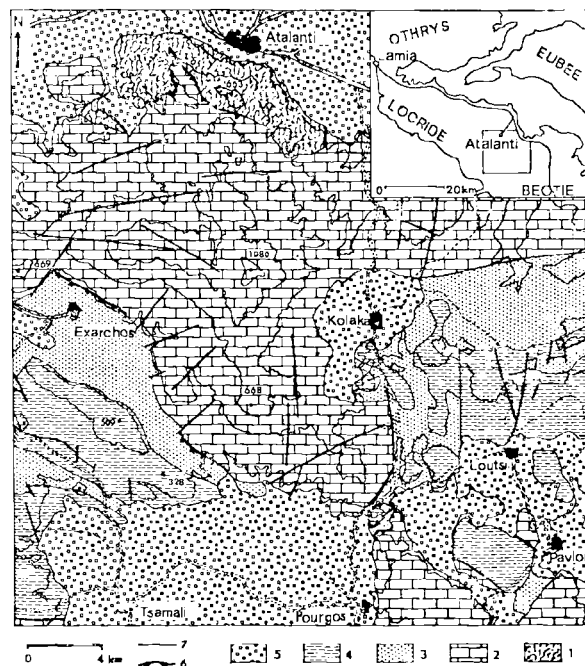


FIG. 1. — Carte géologique de la région d'Atalanti.
1 : Massif éruptif du Roda. — 2 : Substratum triasico-jurassique des roches vertes. — 3 : Ophiolites et radiolarites. — 4 : Couverture crétacée et éocène. — 5 : Alluvions. — 6 : Chevauchement. — 7 : Faille.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille, Sciences de la Terre.

Note déposée le 19 Décembre 1972, après la soutenance du D.E.A., Lille Novembre 1971.

manien en Argolide au Santonien supérieur-Campanien inférieur dans les Kassidiaris. Ce Crétacé s'achève par l'apparition du flysch néomaestrichtien.

Il s'agit donc d'un domaine intermédiaire entre le massif pélagonien au NE et un sillon plus externe au SW (P. Celet et B. Clément, 1971).

Sur la carte géologique de la Grèce continentale, nous nous trouvons légèrement au N du contact anormal de la zone subpélagonienne sur la zone du Parnasse (P. Celet, 1962), à la limite des zones internes au NE et des zones externes au SW.

III. — STRATIGRAPHIE

A) Le Trias.

Le Trias affleure au S du massif éruptif d'Atalanti (J.J. Verriez, 1971) et se prolonge sur une vaste étendue au NE du petit village d'Exarchos. Il est essentiellement formé de dolomies blanches et de calcaires dolomitiques.

Généralement, le Trias est en contact par failles inclinées ou verticales avec les formations éruptives, mais la série complète peut être observée sur une coupe à travers les monts du Mikrochlomon au S d'Atalanti (fig. 2).

— sur des spilites violettes, repose un poudingue formé de fragments de roches d'origine volcanique (J.J. Verriez, 1971) ;

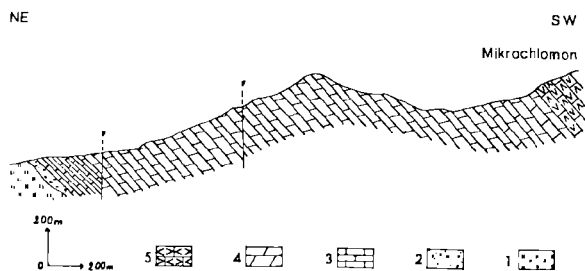


FIG. 2. — Coupe du Trias calcaro-dolomitique au S d'Atalanti.

- 1 : Roches effusives du Roda. — 2 : Roches détritiques.
 — 3 : Calcaires en plaquettes. — 4 : Dolomies. —
 5 : Calcaires à Mégalodontes et Lithiotis.

— au-dessus vient une série détritique fine de teinte brunâtre, constituée d'une alternance de lits de grès à ciment calcaire et de lits de schistes ;

— puis viennent en concordance des calcaires noirs à fragments de Lamellibranches, Brachiopodes et Gastéropodes qui passent progressivement à une importante série dolomitique. Les dolomies, mal stratifiées, apparaissent en bancs irréguliers d'épaisseur variable (0,30 à 2 m). Cette série reste très monotone malgré l'alternance de bancs lithologiquement différents. On y distingue :

- des dolomies saccharoïdes qui apparaissent en bancs compacts, à stratification parfois irrégulière. La cassure ressemble à celle d'un morceau de sucre : les cristaux sont blancs, automorphes, engrenés les uns dans les autres. le diamètre des grains est de l'ordre de 1/10 mm,

- des dolomies rubanées formées de l'alternance de dolomies gris-clair et de dolomies gris sombre ; chaque niveau ayant une épaisseur variable de 0,5 à 2 mm. Cette alternance souligne une certaine rythmicité de l'arrivée dans le bassin de sédimentation des matières organiques et des minéraux argileux.

Ces dolomies sont facilement reconnaissables sur le terrain en raison de la différence de solubilité des deux variétés de dolomies. La dolomie sombre étant plus soluble que la dolomie claire, de nombreuses rugosités parallèles à la stratification, s'observent sur la surface des bancs soumis à l'altération atmosphérique,

- des dolomies bréchiques bien stratifiées. On y observe des fragments de dolomies sombres ayant une structure désordonnée par rapport au litage. On peut dire que cette sédimentation traduit des déformations synsédimentaires ;

— au sommet de cette série azoïque, la dolomie passe progressivement à des calcaires dolomitiques gris, puis à des calcaires noirs francs renfermant les formes des grands Pinnidés que sont les Lithiotis et les grandes coquilles cordiformes des Mégalodontes. Ces formations sont rapportées aux couches liasiques (P. Celet, 1962).

B) Le Jurassique.

L'affleurement des terrains jurassiques constitue une large bande de calcaires résistants formant le mont du Kalogria, la retombée méridionale du massif du Mikrochlomon et du Kriekuki, se prolongeant ensuite dans les monts du Mégalovouni au S de la localité de Pavlon.

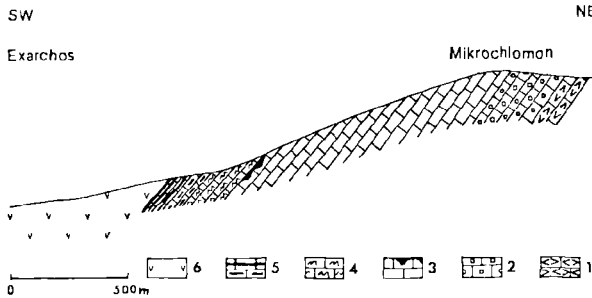


FIG. 3. — Coupe du versant méridional du mont Mikrochlomon.

- 1 : Calcaires à Mégalodontes. — 2 : Calcaires oolithiques.
- 3 : Calcaires à Algues avec un horizon de bauxite.
- 4 : Calcaires à Cladocoropsis. — 5 : Calcaires à silice.
- 6 : Roches vertes et radiolarites.

La série complète a pu être observée sur le versant sud du Mikrochlomon, juste en amont du village d'Exarchos (fig. 3) et présente, de bas en haut :

- des calcaires dolomitiques grisâtres qui passent progressivement à des calcaires compacts noirs contenant des fragments d'Algues. Au sommet principal du massif, des passées oolithiques et graveleuses peu épaisses (1 m) s'intercalent dans ces calcaires noirs. Plus haut, dans cette série, nous voyons apparaître de grosses coquilles de Mégalodontes associées à des tests plats de Lithiotis. Ces calcaires noirs se terminent par une lumachelle de Lamellibranches ayant des tailles variables de 1 à 3 cm. Ces calcaires renferment en outre une microfaune abondante déterminée par J.P. Bassoulet (*) :

(*) J.P. Bassoulet, Laboratoire de Micropaléontologie, Faculté des Sciences de Paris IV, que je remercie vivement.

Labyrinthina (?) sp. ou *Orbitopsella* sp.

des Ataxophragmoïdés, en particulier la forme à siphon columellaire

Glomospira sp.

Haurania sp.

des Lituolidés : *Ammobaculites* sp.

des Algues : *Paleodasycladus mediterraneus* PIA.

Selon J.P. Bassoulet et Cl. Guernet (1970), les terrains renfermant *Paleodasycladus mediterraneus* PIA sont nettement liasiques. De même *Pseudocyclamina liasica* et *Labyrinthina* cf. *recoarensis* associés aux Lithiotis, se rencontrent généralement dans le Lias moyen ;

- puis quelques bancs calcaires noduleux à patine argileuse de couleur ocre jaune (10 m) ;
- ensuite viennent des calcaires oolithiques (50 m), d'âge jurassique moyen attribué à cette oosparite en raison de son analogie avec les faciès de l'Europe occidentale (P. Celet, 1962) ;
- cette série est surmontée de calcaires crypto-cristallins se débitant en plaquettes de 5 cm d'épaisseur et contenant des passées graveleuses. Ces calcaires compacts, de teinte gris-clair, passent rapidement à des calcaires sublithographiques de couleur beige très clair, à passées de calcaire graveleux renfermant des Ataxophragmoïdés, des Textularidés, des Algues : *Teutloporella gallaeformis* RADOIČIĆ qui, en Yougoslavie, sont caractéristiques du Dogger ;
- un niveau bauxitique formé de l'accumulation de pisolites ferrugineuses rouges et de pisolites plus sombres d'oxyde de manganèse noyées dans un ciment lui-même ferrugineux de couleur rouille ;
- le toit de la poche de bauxite est formé de calcaire argileux dans lequel on observe des concrétions ferrugineuses remaniées et de petites gravelles de calcaire fin, surmontées de calcaires compacts noirs à *Cladocoropsis mirabilis* FELIX et à *Urgonina* cf. *Coelinensis* CUVILLIER, FOURY et PIGNATTI MORANO.

Il n'existe aucune discordance angulaire visible entre les couches du toit et celles du mur de l'horizon de bauxite. Ces calcaires du Jurassique supérieur passent progressivement aux calcaires radiolaritiques, puis aux radiolarites infra-ophiolitiques.

Remarque : Le complexe "ophiolites-radiolarites" est largement représenté sur la bordure septentrionale du synclinal faillé d'Exarchos.

J'ai observé le passage continu des calcaires à silex, aux jaspes verts et rouges du Jurassique supérieur, puis aux radiolarites. Par contre, le passage des radiolarites aux roches vertes est toujours difficile à interpréter ; le plus souvent, il est marqué par une zone renfermant des roches vertes et des radiolarites laminées.

Le complexe "ophiolites-radiolarites" apparaît toujours dans de petits synclinaux et, étant recouvert en partie par la couverture crétacée, n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée.

C) Le Crétacé.

Les principaux affleurements se rencontrent au S d'Exarchos (Mont Makrorachis, Mont 543 m) au NW de Loutsì et de Pavlon. Le Crétacé reste transgressif sur les ophiolites et le cortège radiolaritique.

Le faciès des couches transgressives du Crétacé supérieur est très variable d'un affleurement à l'autre. En effet, nous observons, sur le flanc septentrional du Mont Makrorachis, des calcaires gréseux à microfaune du Sénonien inférieur à la base d'une série de calcaires noduleux à Rudistes.

Au N du village de Tsamali, la transgression crétacée est soulignée par un conglomérat peu épais (2 m) dont les éléments constitutifs sont des débris de radiolarites et d'ophiolites cimentés par une silice amorphe.

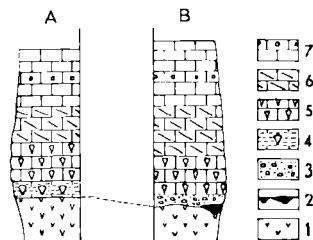


FIG. 4. — Colonne lithologique du Crétacé.

A : au S d'Exarchos

B : au S de Loutsì

- 1 : Roches vertes et radiolarites. — 2 : Minerai de fer.
— 3 : Poudingue. — 4 : Calcaires noduleux à Rudistes.
— 5 : Calcaires compacts à Rudistes. — 6 : Calcaires à débris de Rudistes. — 7 : Calcaires fins à niveaux graveleux.

Par contre, au S de la chapelle de Pahochon, les formations transgressives précédemment décrites n'existent pas et la série crétacée comprend, de bas en haut :

— 15 à 20 m de calcaires noduleux à nombreux Rudistes plus ou moins roulés et décortiqués, noyés dans une matrice de calcaire marneux et facilement dégageables.

Les formes recueillies (*) :

Vaccinites aff. *gosaviensis* DOUV.

Vaccinites gaudryi MUNIER-CHALMAS

Vaccinites aff. *cornu vaccinum* BRONN.

Radiolites cf. *squamosus* D'ORB.

Sarvagesia sp.

Bournonia

sont à rapporter au Santonien-Campanien inférieur et plus vraisemblablement sont encore d'âge santonien.

Ces calcaires noduleux renferment également une importante microfaune (**):

Dicyclina gr. *schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS

Cuneolina sp.

Moncharmontia cf. *compressa* (DE CASTRO)

Nummofallotia cf. *apula* LUPERTO SINNI

Valvulamina gr. *picardi* HENSON.

Les échantillons renferment de nombreux petits Rotalidés dont certains sont très proches des formes connues dans le Sénonien très inférieur du Varassova (zone du Gavrovo).

Cette microfaune indique le Sénonien inférieur. Les deux groupes de fossiles s'accordent pour donner un âge santonien à cette formation. Ces calcaires noduleux passent rapidement à des calcaires plus compacts dans lesquels les nombreux Rudistes ne sont plus observés qu'en coupe.

En plus de la microfaune observée précédemment, nous rencontrons également :

Aeolisaccus cf. *kotori* RADOIČIĆ

Accordiella conica FARINACCI

Dans la zone du Gavrovo, *Aeolisaccus* sp. donne un âge sénonien inférieur.

(*) Je remercie M. Sornay, Institut de Paléontologie du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, qui a bien voulu déterminer ces Rudistes.

(**) Les déterminations de microfaune ont été faites par J.J. Fleury, Université des Sciences et Techniques de Lille. Je lui exprime mes plus vifs remerciements.

— puis viennent des calcaires biodétritiques, ne contenant que des débris de Rudistes et une microfaune du Crétacé puis de l'Eocène. Nous sommes dans les couches de passage du Crétacé supérieur au Tertiaire.

La puissance de ces calcaires biodétritiques atteint une centaine de mètres.

Remarque : Comme l'a signalé Cl. Guernet (1971), un horizon de minerai de fer s'est installé au sommet des roches vertes.

Ces formations ferrugineuses se rencontrent fréquemment au NE et à l'E du village de Loutsi où elles ont été exploitées.

D) L'Eocène.

1) *Les couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène* (fig. 5).

a) Au S du village d'Exarchos :

— sur les calcaires biodétritiques à nombreux débris de Rudistes, reposent des calcaires plus fins,

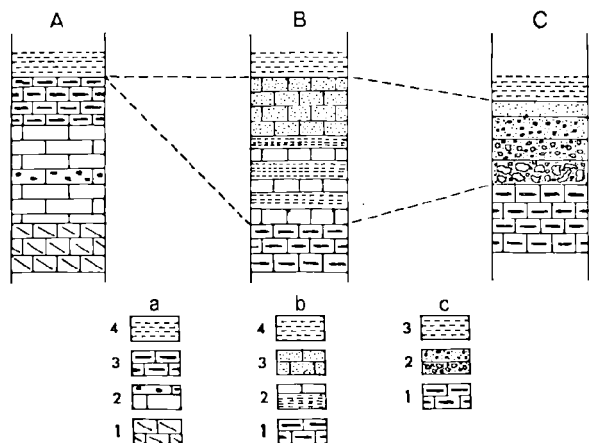


FIG. 5. — Colonne lithologique des couches de passage du Crétacé supérieur à l'Eocène.

A : au S d'Exarchos
B : au NW de Loutsi
C : au NE de Loutsi

1a : Calcaires à débris de Rudistes. — 2a : Calcaires fins à niveaux graveleux. — 3a : Calcaires à silex. — 4a : Marnes schisteuses.

1b : Calcaires à silex. — 2b : Calcaires et marnes. — 3b : Calcaires gréseux. — 4b : Marnes schisteuses.

1c : Calcaires à silex. — 2c : Brèches calcaires. — 3c : Marnes schisteuses.

à niveaux de calcaires graveleux. Ces calcaires fins, bioclastiques, de couleur claire, renferment de petits silex, des fragments de tiges d'encrines ainsi que la microfaune suivante :

Miscellanea miscella (D'ARCH. et HAIME)
Globorotalia cf. *simulatilis* (SCHWAGER)
Globorotalia cf. *conico truncata* SUBBOTINA

Les deux dernières formes citées sont typiques du Paléocène moyen.

— au-dessus, vient une série pélitique marneuse, jaunâtre, de 10 à 20 m de puissance, puis apparaissent les premiers bancs gréseux du flysch.

b) Au N de Loutsi.

Les couches de passage au N de Loutsi diffèrent principalement de celles au S d'Exarchos par la présence de séries intermédiaires entre les calcaires biodétritiques et la série pélitique sous-jacente aux bancs gréseux du flysch.

Au NW de Loutsi, la série intermédiaire comprend 3 à 4 m de calcaires en bancs de 15 à 30 cm d'épaisseur, séparés par des lits marneux, de même épaisseur, puis des grès alternant avec des calcaires compacts fins, dans lesquels on observe de nombreuses globigérines dont *Globorotalia* cf. *aequa* CUSH et RENZ étagé du Paléocène au Cuisien.

Au NE de Loutsi, la série détritique du flysch commence par quatre bancs de brèche calcaire renfermant des éléments calcaires roulés et de nombreux débris de Rudistes. Une microfaune du Maestrichtien a été observée :

Orbitoides sp.
Siderolites calcitrapoides LAMARK
Omphalocyclus cf. *macroporus* LAMARK
des Ostracodes,
des débris de Lithotamniés,

Il semble donc qu'il y a là remaniement de cette faune lors de la sédimentation de la brèche.

2) *Le flysch.*

Le flysch apparaît au fond de synclinaux en particulier dans ceux de Tsamali et de Loutsi. Sur des calcaires biodétritiques à petits silex noirs, vient une série marno-schisteuse jaune ocre à débris de quartz, puissante de 50 m. Puis des alternances de bancs de grès et de bancs de marnes. Les grès à grains très fins et très bien classés, ont un ciment calcaire. Cette série, où la sédimentation marneuse est plus importante que la sédimentation gréseuse, contient de nombreuses Globigérines à test épais et grossièrement perforés typiques du

Tertiaire (Paléocène). Au-dessus, le flysch se poursuit, les grès devenant plus nombreux et plus grossier.

Vers le sommet de la série du flysch, un banc de grès calcaireux a livré la microfaune suivante (*) :

Assilina exponens SOWERBY
Assilina placentula DESHAYES
Nummulites planulatus LAMARCK
Nummulites exilis DOUVILLÉ
Nummulites globulus LEYMERIE

Cette microfaune est spécifique de l'Eocène inférieur. Elle place la formation au Cuisien inférieur et plus précisément à la limite de l'Ilerdien et du Cuisien.

IV. — LA TECTONIQUE

La région d'Atalanti appartient à la bordure S du graben maliaque. Les couches du Trias supérieur et du Jurassique constituent le versant méridional d'un anticlinal d'axe sensiblement E-W effondré dans la mer Egée.

Au S lui succède un synclinal dont le cœur est occupé par des roches vertes et les radiolarites. Ce synclinal se termine au SE du village d'Exarchos et est recouvert au S par la couverture transgressive du Crétacé supérieur.

Les formations crétacées et éocènes sont elles-mêmes plissées au S du synclinal d'Exarchos. Nous pouvons observer une succession de synclinaux (synclinal de Tsamali, synclinal de Loutsi) à cœur tertiaire, hachés par de nombreuses failles verticales. Il existe deux grandes familles de failles verticales : les unes étant parallèles au

(*) Déterminée par M. Blondeau, Laboratoire de Micropaléontologie, Faculté des Sciences de Paris VI, que je remercie vivement.

golfe d'Eubée de direction sensiblement E-W, les autres étant presque orthogonales aux précédentes. Cette dernière famille donne des fractures en marches d'escalier. Ce sont ces deux familles de failles verticales qui sont responsables de l'affaissement du golfe d'Eubée et du lac Copais. Cette structure reflète le style lourd et cassant du socle pélagonien.

Dans la stratigraphie, deux niveaux de décollement ont pu être mis en évidence. L'un dans les dolomies du Trias supérieur permet d'expliquer le contact anormal des dolomies sur le massif éruptif d'Atalanti. Le second se localise dans le complexe "radiolarites-ophiolites" où nous observons les radiolarites et les roches vertes directement en contact avec les calcaires du Jurassique supérieur.

Les couches transgressives du Crétacé supérieur reposent sur les roches vertes par l'intermédiaire d'une formation broyée résultant d'un déplacement tangentiel de la couverture crétacée.

L'ensemble de la zone subpélagonienne a subi un déplacement sur la zone du Parnasse mais l'amplitude de ce déplacement post-lutétien reste très difficile à évaluer (P. Celet, 1962).

CONCLUSION

En résumé, l'étude de la stratigraphie de la région d'Atalanti a permis de préciser l'âge de la transgression du Crétacé supérieur et d'attribuer un âge cuisien inférieur à un niveau du flysch.

Du point de vue tectonique, différents niveaux de décollement ont pu être mis en évidence. L'un est situé dans les dolomies et à la base du Trias supérieur. L'autre, localisé à la base de la série ophiolitique, est plus éventuel. Cependant, j'ai observé la continuité entre les calcaires du Jurassique supérieur et les radiolarites.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALBANDAKIS N. (1968). — Nuovi dati stratigrafici sulla regione di Locride (Grèce). *Bull. Soc. géol. Italie*, 87, n° 4, p. 733-741.
- 2) 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, 525 p., 127 fig. 1 carte géol. au 1/200 000.
- 3) AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I. et MERCIER J. (1961). — Evolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. " Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot ", *Mém. hors-série Soc. Géol. France*, t. II, p. 583-610, 5 fig.
- 4) AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLÉMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIÈRE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P. et VERRIEZ J.J. (1970). — Contribution à la géologie des Héliénides: le Gavrovo, le Pinde, et la zone ophiolitique subpélagonienne. (Rapport des travaux du Centenaire, 1870-1970), *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC, p. 277-306, 14 fig.
- 5) AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J.P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPEUX J.P. (1970). — Essai sur la géologie des Dinarides. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XII, p. 1060-1095.
- 6) BASSOULET J.P. et GUERNET C. (1970). — Le Trias et le Jurassique de la région des lacs de Thèbes (Béotie et Locride: Grèce). *Revue de Micropaléontologie*, Vol. 12, n° 4, p. 209-217.
- 7) BIGNOT C. et GUERNET C. (1968). — L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la région de Larymna, au nord des lacs thébains (Grèce). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 10, n° 4, p. 261-270.
- 8) BLANCHET R. (1966). — Sur l'âge tithonique-éocène d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 401-402.
- 9) CELET P. et DELCOURT A. (1960). — Les terrains néogènes de Locride (Grèce orientale moyenne): leur situation géologique et leur âge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXX, p. 125-132, 1 pl.
- 10) 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., 130 fig., 16 pl. h.-t., 16 pl. photo, 1 carte géol. au 1/200 000.
- 11) CELET P. (1964). — Extension de la zone du Parnasse en Grèce méridionale (Stratigraphie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 275-280.
- 12) CELET P. (1965). Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 177-181.
- 13) CELET P. et CLÉMENT B. (1969). — Sur la géologie de l'Hélicon oriental (Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 191.
- 14) CELET P. et CLÉMENT B. (1971). — Sur la présence d'une nouvelle unité paléo-géographique et structurale en Grèce continentale du Sud: l'unité du flysch béotien. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 43.
- 15) CLÉMENT B. (1968). — Observation sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique (Grèce). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 332.
- 16) CLÉMENT B. (1970). — Sur l'existence de mouvements tangentiels en Attique (Grèce). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 90.
- 17) CLÉMENT B. (1970). — A propos des séries allochtones à l'Est du Parnasse (Grèce continentale). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XII, p. 1118-1123.
- 18) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 1^{re} série, t. XC, 417 p., 116 fig., 80 pl. photo, 1 carte géol. au 1/200 000.
- 19) DERCOURT J., FLEURY J.J. et MANIA J. (1970). — Sur la signification d'un épisode détritico-précoce dans la zone du Gavrovo-Tripolitza, en Péloponnèse occidentale (Grèce). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 255.
- 20) FLEURY J.J. (1970) — Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone de Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 13, n° 1, p. 30-44.
- 21) GUERNET C. (1971). — Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). 395 p., 116 fig., 32 pl. photo dans le texte, 17 pl. photo h.-t. (Ed. Laboratoire de Géologie I de l'Université de Paris VI).
- 22) INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE. (1959). — Le problème des dolomies. - Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. *Revue I.F.P.*, 14, p. 475-543.
- 23) MAILLOT H. (1970). — Etude géologique d'un secteur de l'Elide (Péloponnèse occidentale, Grèce). *D.E.A.*, Lille, 97 p., 49 fig., 2 pl. photo et 1 carte géol. au 1/100 000 (vol. ronéot.).
- 24) MANIA J. (1970). — Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central, Grèce). *D.E.A.*, Lille, 137 p., 56 fig., 3 pl. photo et 1 carte géol. au 1/100 000 (vol. ronéot.).
- 25) MARATOS G. (1965). — Carte géologique au 1/50 000, feuille d'Atalanti.
- 26) NICOLAS J. et ROBERT P. (1971). — Contribution à l'étude des bauxites karstiques de l'Hélicon (Grèce). Remaniements de ces dernières, relations avec la " Terra rossa ". *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 273, série D, n° 10, p. 847-849.
- 27) PEROGARO O. (1972). — Application de la microtectonique à une étude de néotectonique: le golfe maliaque (Grèce centrale). *Thèse 3^{me} cycle*, Montpellier, 41 p., 41 fig. et 1 carte géol. au 1/125 000 (vol. ronéot.).

- 28) RENZ C., LIARSIKIS N., PARASKEVAIDIS L. (1955). — Carte géologique de Grèce au 1/500 000.
- 29) ROBERT P. (1971). — Sur un gisement de bauxite de l'île d'Eubée (Grèce). *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, série D, n° 26, p. 3228-3231.
- 30) SIGAL J. (1958). — Réflexions à propos des termes paléocène et Danien. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 94-97.
- 31) VERRIEZ J.J. (1971). — Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique du complexe volcanique du Roda (Locride, Grèce). *D.E.A.*, Lille, 95 p., 35 fig., 3 pl. photo (vol. ronéot.).

« »

Étude pétrographique d'une kata-impsonite (ou catabituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon

par M. BOUMA (*), M.-Th. MACKOWSKY (**) et E. MÉRIAUX (***)

(Planches XXIX à XXXI)

Résumé. — Les auteurs rappellent d'abord succinctement la stratigraphie et les caractères sédimentologiques du Francevillien. Ils donnent ensuite les résultats des analyses chimique et pétrographique de la matière organique amorphe trouvée dans les pélites de Bagombé. Cette matière organique s'apparente à une *catabituminite anisotrope* (Kata-impsonite).

Summary. — This paper is concerned primarily with the lithological and stratigraphic considerations about the Francevillien. The authors give chemical and petrological analyses of structureless organic matter found in pelitic materials (Pélites de Bagombé). This organic matter resembles *anisotropic catabituminite* (Kata-impsonite).

Zusammenfassung (Kurzfassung). — Die Arbeit beginnt mit Angaben über die lithologischen und stratigraphischen Verhältnisse des Francevillien. Anschließend werden die Ergebnisse von chemischen und petrographischen Analysen der organischen Bestandteile in dem pelitischen Material gebracht (Pélites de Bagombé). Bei diesem organischen Material dürfte es sich um einen *anisotropen Catabituminit* (Kata-impsonite) handeln.

I. — LE FRANCEVILLIEN : STRATIGRAPHIE ET CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

Le système du Francevillien affleure sur près de 30 000 km² au SE du Gabon (fig. 1). Il se répartit entre le vaste bassin de Franceville au S, le bassin d'Okondja à l'E et le bassin de Booué à l'W. Grâce à des observations effectuées dans la région de Makongonio (J. Cosson, 1955), le Francevillien a été rangé dans le Précambrien moyen dont il constitue la plus grande partie. Des mesures d'âge absolu (M. Bonhomme, F. Weber et R. Favre-Mercuret, 1965 ; M. Bonhomme, J.

Lucas et G. Millot, 1966 ; Ph. Vidal, 1968 ; M. Bonhomme, 1969) effectuées sur diverses roches rapportées au Francevillien, ont par ailleurs corroboré ce classement (1700 plus ou moins 50 MA).

Il s'agit d'une formation détritico-subhorizontale non métamorphique présentant parfois de puissants épanchements volcaniques et affectée par de larges bombements et des failles traduisant les mouvements du socle.

A la base des sédiments francevilliens s'observe le *vieux socle granité du Chaillu* dont la mise en place remonte à 2 600 MA. Une phase ultime de granitisation se situe à 1 900 MA. Il s'agit d'un batholite granitique très hétérogène dans lequel subsistent quelques lambeaux de roches métamorphiques épargnées par la granitisation (quartzites, amphibolites, micaschistes, pyroxénites). Les roches du socle présentent souvent un certain rétro-morphisme se traduisant par une chloritisation

(*) Université Nationale Gabonaise, Libreville (Gabon).

(**) Bergbau Forschung G.m.b.h., Essen-Kray (République Fédérale d'Allemagne).

(***) Université des Sciences et Techniques, Lille (France).

Note déposée le 20 Décembre 1972.

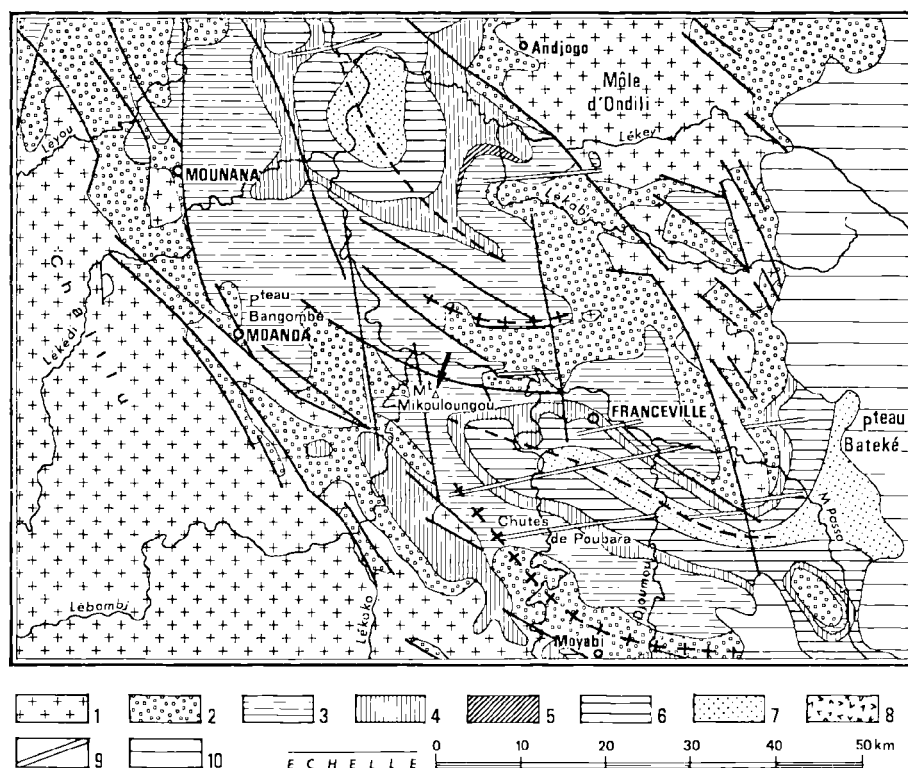


FIG. 1. — Carte géologique schématique du Francevillien
(d'après les cartes géologiques de reconnaissance de Franceville-Est et Franceville-Ouest, B.R.G.M., 1969)
Francevillien.

1 : Socle indifférencié. — 2 : FA, Formation des grès de base. — 3 : FB, Formation grésopélique et volcano-sédimentaire inférieure. — 4 : FC, Formation des jaspes. — 5 : Dolomies de Lastoursville. — 6 : FD, Formation ampélique et volcano-sédimentaire supérieure. — 7 : FE, Formation des grès supérieurs.

Intrusions subvolcaniques tardives et contemporaines.

8 : Complexe intrusif de N'Goutou (non visible dans la région de Franceville). — 9 : Filons de dolérite post-francevilliens.

Séries continentales de la cuvette congolaise.

10 : Séries de Stanley-Pool et des plateaux Batékés.

des éléments ferromagnésiens et la saussuritisation des plagioclases.

A l'E, les sédiments francevilliens disparaissent sous les formations crétacées et tertiaires des plateaux Batékés. Celles-ci ont été étudiées par Cosson dans la région de Brazzaville et là, elles se subdivisent en 2 séries superposées : la série des plateaux Batékés et la série du Stanley Pool. Seule la première de ces deux séries d'âge tertiaire affleure au Gabon. On y distingue :

— les couches supérieures ou des limons sableux, de couleur ocre, d'une puissance de 100 m, qui occupent les parties hautes des plateaux,

— les couches inférieures ou des grès polymorphes. Ce sont des grès à grains fins, de teinte variable. Les couches inférieures, généralement masquées par les sables, ne s'observent que très rarement au Gabon.

La série type du Francevillien a été définie dans le bassin de Franceville où elle est presque complète. Il s'agit d'une succession de formations diverses dont l'extension horizontale et verticale est souvent variable. On la subdivise actuellement en cinq formations. Ce sont, de haut en bas :

- FE - Formation des grès supérieurs,
- FD - Formation ampélique et volcano-sédimentaire supérieure,
- FC - Formation des jaspés,
- FB - Formation grésopélique et volcano-sédimentaire inférieure,
- FA - Formation des grés de base.

A) Formation des grés de base : FA.

Le Francevillien débute en général par un épisode gréseux ou conglomératique *en discordance* sur le socle du Chaillu. Sa puissance varie de quelques centaines de mètres à quelques dizaines de mètres. Ces grés de base présentent des structures à stratifications obliques, ce qui les distingue des autres formations gréseuses du Francevillien. Ils sont en général de teinte claire en surface. Le ciment est soit siliceux, soit sériciteux, soit calcaire-dolomitique, soit feldspathique et dans ce cas, ces grés présentent souvent une tendance arkosique marquée.

B) Formation grésopélique et volcano-sédimentaire inférieure : FB.

Cette formation regroupe des faciès assez hétérogènes compris entre les grés de base et les jaspés. Un épisode gréseux intermédiaire a permis, dans le bassin de Franceville, de subdiviser le FB, de haut en bas, en :

- FB2 { b Pérites de la Djoumou
- { a Grés de Poubara
- FB1 Pérites de Bagombé

1) PÉLITES DE BAGOMBÉ : FB1.

Il s'agit d'un ensemble essentiellement grésopélique à la base, devenant ampélique vers le haut, et présentant une puissance totale d'environ 300 m. Au sommet de cette formation, on trouve, aux Monts Mikouloungou, des lentilles de charbon associées à des tufs fortement silicifiés. Sur cette formation ampélique repose en légère discordance la fameuse *assise manganésifère de Moanda*, dont la base montre un niveau ferrifère rubané (M. Bouma, 1970).

2) GRÉS DE POUBARA : FB2a.

Généralement il s'agit de grés quartzites, iso-granulaires fins. De couleur sombre en profondeur,

ces grés deviennent clairs en surface. Leur puissance, supérieure à 100 m en certains points, décroît progressivement vers l'E. Ils disparaissent complètement entre Franceville et les Monts Mikouloungou, où les formations péliques de Bagombé (FB1) et celles de la Djoumou (FB2b) sont superposées.

3) PÉLITES DE LA DJOUMOU : FB2b.

Il s'agit d'une formation pélique et ampélique succédant aux grés de Poubara. Ces pérites ressemblent à celles de Bagombé et elles ne s'en distinguent que là où elles reposent sur les grés de Poubara. Ici encore, la base est grésopélique alors que le sommet montre un faciès ampélique. Leur puissance oscille entre 30 et 40 m.

C) Formation des jaspés : FC.

La formation se caractérise par l'existence, sur une épaisseur variant de 10 à 50 m, d'un ou plusieurs lits massifs de jaspés inclus dans une formation ampélique. Ce terme de "jaspe", introduit ici par L. Baud (1954), désigne une formation essentiellement siliceuse constituée de quartz microcristallin et de calcédoine. Certains échantillons de jaspe ont montré des restes rapportés à des organismes ou à des plantes. Généralement ce sont de petites sphères de 30 à 40 microns de diamètre, ou bien encore des formes contournées à enveloppes concentriques. R. Feys, Ch. Greber et M. Pascal (1966) ont découvert dans un jaspe de la région d'Okondja "des organismes divers dont les régularités géométriques évoquent des êtres organisés que l'on peut rattacher aux *Bothryococcales*, algues primitives qui ont donné naissance à des époques plus récentes aux bogheads et autres charbons d'algues".

D) Formation ampélique et volcano-sédimentaire supérieure : FD.

Une puissante assise ampélique surmonte les jaspés. On y observe en outre des schistes noirs très riches en matière organique et en pyrite très finement divisée. Un système régulier de diaclases leur donne un débit prismatique caractéristique. Au sein des ampélites s'intercalent souvent des niveaux de cinérites d'une dizaine de mètres de puissance. Leur composition chimique est celle de rhyolites. La puissance de la formation ampélique et volcano-sédimentaire supérieure (FD) est d'environ 150 m.

E) Formation des grès supérieurs : FE.

Cette formation représente le dernier épisode gréseux formant le sommet du système francevillien. Elle est constituée de grès fins, fortement micacés, se présentant en bancs de 20 à 80 cm d'épaisseur. Les grains de la roche sont généralement anguleux.

II. — LES MATIÈRES ORGANIQUES DU FRANCEVILLIEN

A) Les " Charbons " et " Phytomorphes ".

Les sédiments francevilliens présentent, nous venons de le voir, des roches variées, parmi lesquelles dominent les grès et les ampélites. Si, dans les grès on note souvent l'existence d'un ciment organique, c'est surtout dans les ampélites que la matière organique devient l'un des constituants essentiels, aussi bien dans la formation FB1 que dans les formations FC et FD. D'après F. Weber (1968), il y a dans les sédiments francevilliens " un enrichissement progressif en matière organique le long d'une séquence positive. Les ampélites représentent le terme ultime de la séquence détritique ". La particularité de ces sédiments carbonés (ou ampélites) très anciens est de renfermer encore une forte teneur en matière volatile, en cendres et très peu de carbone fixe (R. Feys, Ch. Greber et M. Pascal, 1966).

B) La matière organique amorphe.

D'une manière générale, la matière organique se rencontre sous forme de grains épars dans la plupart des sédiments francevilliens. Dans la région de Mikouloungou, on a trouvé dans les pélites de Bagombé (FB1) une lentille de 70 cm de longueur sur quelques centimètres d'épaisseur. Ce sont des fragments de cette lentille de matière organique très évoluée qui font l'objet de notre étude (*). Il s'agit de fragments centimétriques d'apparence homogène, très brillants et présentant une cassure conchoïdale. Cette matière organique, qui présente une similitude d'aspect avec le brai,

(*) Les échantillons ont été remis à l'un de nous (M.B.) par M. Durandau, géologue au C.E.A., alors en service à Mounana. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de notre profonde gratitude.

est toutefois plus dure et plus cassante que ce dernier.

1) ETUDE CHIMIQUE.

Le Laboratoire Central des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais a bien voulu procéder à une étude chimique selon la méthode classique utilisée pour la caractérisation des combustibles solides. Les résultats sont les suivants :

Cendres	0,3 %
Matières volatiles	2 %
Soufre	0,23 %
Carbone	95,83 %
Hydrogène	1,38 %
Indice de gonflement	0

Selon la classification AFNOR (NF.M.10-001, 1950), ces matières organiques appartiendraient donc, si l'on s'en tenait à cette étude chimique, à la catégorie des *anthracites*. Par contre, elles ne pourraient être rangées dans la classification internationale des charbons par type (1956). Les résultats obtenus ici diffèrent totalement de ceux des analyses effectuées sur les sédiments carbonés étudiés par R. Feys, Ch. Greber et M. Pascal (1966). Même en tenant compte des proportions élevées de cendres et de sulfures dont la décomposition a entaché d'erreurs les résultats d'analyses des matières volatiles et de carbone donnés par R. Feys et *al.*, il apparaît *a priori* que les sédiments carbonés décrits par ces auteurs, d'une part, et ceux qui font l'objet de notre étude, d'autre part, appartiennent à des catégories de combustibles fort éloignées l'une de l'autre.

Les cendres ont été analysées aux rayons X par l'un de nous (M.-Th.M.). Entrent dans la composition des cendres, tout d'abord le vanadium qui voisine avec une grosse quantité de fer, de cobalt et de nickel. Il existe des traces de potassium, de soufre et de chlore.

2) ETUDE PÉTROGRAPHIQUE.

a) Etude microscopique sans attaque oxydante.

L'étude pétrographique de surfaces polies au microscope par réflexion à immersion d'huile n'a révélé aucune structure particulière, tant en lumière ordinaire qu'en lumière polarisée. Seules ont été observées des fissures en dents de scie (Pl. XXIX, fig. 1), des cassures d'allure conchoïdale (Pl. XXIX, fig. 2), des fentes étroites, allongées presque rectilignes et à extrémités arrondies

(Pl. XXIX, fig. 3) ou bien des fentes courtes, ramassées à extrémités incurvées amincies et en forme de S très étiré, de virgules ou de parenthèses (Pl. XXIX, fig. 4).

b) *Etude microscopique après attaque oxydante.*

En raison de cette absence de structure, il a été procédé aux *attaques des surfaces polies* :

— L'attaque par le procédé classique à l'*acide sulfurique et le permanganate de potassium* a été sans résultat ;

— l'essai à l'*acide chromique bouillant* a fait, lui, apparaître une modification morphologique (Pl. XXIX, fig. 5). Après attaque, la surface présente au microscope optique des aspérités et un aspect ponctué dont l'identification avec les figures obtenues à partir de houilles demeure incertaine.

Les surfaces attaquées à l'acide chromique ont alors été examinées au *microscope électronique au stéréoscan*. La photographie de la fig. 6 (Pl. XXIX) réalisée au même grossissement que la prise de vue au microscope optique (Pl. XXIX, fig. 5), révèle une surface à allure d'ailleurs similaire. Toutefois, les figures en forme de parenthèses allongées, d'une part, et les cavités subcirculaires, d'autre part, sont ici nettement mises en évidence. Les figures allongées observées au stéréoscan à fort grossissement [Pl. XXX, fig. 1 (Gr. = 1 100) et fig. 2 (Gr. = 2 200)] sont en réalité des fissures bien développées à bords francs et qui pourraient éventuellement être interprétées comme des *fissures de retrait*. Les figures 2 et 3 montrent la répartition de ces fissures sur deux surfaces polies. Dans les deux cas, il est apparu qu'il existait une orientation préférentielle des fissures, peut-être liée à des contraintes particulières. En outre, les surfaces polies montrent des cuvettes et des cavités plus ou moins profondes à contour généralement ovale ou subcirculaire et à bord arrondi [Pl. XXX, fig. 3 (Gr. = 1 100) et fig. 4 (Gr. = 5 500)]. L'allure presque sphérique de ces cuvettes semble indiquer que ces figures ont pris naissance à la suite de pressions. Ces dernières structures ne sont pas caractéristiques des charbons. Dans ces conditions il semble que cette matière organique ne puisse être identifiée aux houilles qui, elles, révèlent toujours une certaine structure (B. Alpern, 1959 ; G.H. Taylor, 1966).

c) *L'attaque au four à plasma.*

L'attaque au four à plasma (Ch. Delattre et *al.*, 1970) a montré que cette matière organique se

comportait, là encore, de manière différente de celle des houilles. En effet, dès les premières secondes de l'attaque, à chaque essai, l'échantillon a éclaté dans le tube en menus fragments généralement très anguleux. L'étude au microscope optique a montré qu'était apparu un *réseau nouveau de fractures* indépendant des fissures et des fentes primitives de l'échantillon. La figure 8 de la Pl. XXIX montre l'*allure dichotomique* particulière des fractures du réseau néoformé. Rappelons que lors de l'attaque, l'échantillon est placé dans un tube entouré de spires reliées à un oscillateur haute fréquence. Il semble que l'éclatement de l'échantillon soit dû aux *propriétés électriques particulières* de cette matière plus qu'à la température à laquelle cette dernière est soumise.

Après attaque, les blocs polis présentent des surfaces couvertes d'aspérités, comme le montre la fig. 7 (Pl. XXIX) réalisée au microscope optique par réflexion en immersion d'huile. Pour avoir une bonne vue d'ensemble des phénomènes, des séries de clichés (Pl. XXXI) ont été réalisées à des grossissements croissants sur 3 plages différentes : sur une surface polie peu rugueuse (colonne A), sur une surface polie particulièrement raboteuse (colonne B) et dans le fond d'une cavité (colonne C). Observées à des grossissements similaires, les figures d'attaque présentent rigoureusement le même aspect, comme le montrent les fig. 1 à 11 de la Pl. XXXI. Ces faits d'observation conduisent à penser que ce matériel ne peut en aucune façon être rattaché à une houille même très évoluée. En effet, l'étude d'un anthracite pyrénéen de rang semblable à celui du matériel francevillien avait, lui, révélé après attaque au four à plasma (Ch. Delattre et *al.*, 1970) des structures parfois très délicates. Dans ces conditions, on peut se demander si les figures d'attaque apparues sur ce matériel gabonais ne correspondent pas à une légère cokéfaction. La température d'attaque agissant sur la surface totale de l'échantillon entraînerait une cokéfaction basse mais réelle. Quoi qu'il en soit, l'aspect des surfaces polies attaquées s'apparente à celui de certaines *mésobitumites* récemment figurées par B. Alpern (1970, p. 1261).

3) EXAMEN MICROSCOPIQUE DE LA FLUORESCENCE.

La fluorescence des substances organiques fossiles ou actuelles a fait l'objet de nombreux travaux, dont les plus importants et les plus récents appartiennent à M. Wolf (1967), E. Stach (1969), H. Jacob (1969), P. Van Gijssel (1966, 1967, 1971),

B. Alpern, B. Durand, J. Espitalié et B. Tissot (1971) et M. Teichmüller (1972, *).

La matière organique du Francevillien du Gabon a été soumise à un examen en fluorescence par réflexion [Filtres BG 12 (5 mm) et K 530] au Laboratoire de pétrographie du Centre d'Etudes et Recherches des Charbonnages de France à Verneuil-en-Halatte (**). La fluorescence de cette matière organique est nulle. Cette observation est conforme aux courbes d'évolution diagénétique des macéraux publiée par B. Alpern (1970).

4) ETUDE DE LA MICRODURETÉ VICKERS.

Cette analyse de la microdureté Vickers a été menée à bien en suivant la méthode décrite par Ch. Delattre et E. Mériaux (1964). Une charge de 15 grammes n'a pas laissé d'empreintes. Les charges supérieures à 1000 grammes ont fourni des empreintes craquelées, donc inutilisables. Seuls les essais réalisés avec une charge de 300 grammes

ont permis d'obtenir des empreintes exploitables. Dans ces conditions, la microdureté est de 171 à 223 kg/mm².

5) LE POUVOIR RÉFLECTEUR (fig. 2) (**).

La technique et l'appareillage utilisés sont ceux décrits par l'un de nous (E. M.) en 1969. Deux surfaces polies perpendiculaires (A et B) ont été étudiées. Nous n'avons malheureusement pas pu disposer de points de repère (stratification, par exemple). L'une des surfaces s'est révélée quasiment isotrope (fig. 2, échantillon A) et l'autre

(*) Communication orale faite à la réunion de l'I.C.C.P. à Belgrade en septembre 1972.

(**) Que M. B. Alpern veuille bien trouver ici l'expression de notre profonde gratitude.

(***) M. J. Lemos de Sousa (1971) a publié sur le pouvoir réflecteur une note importante comportant une liste bibliographique extrêmement complète.

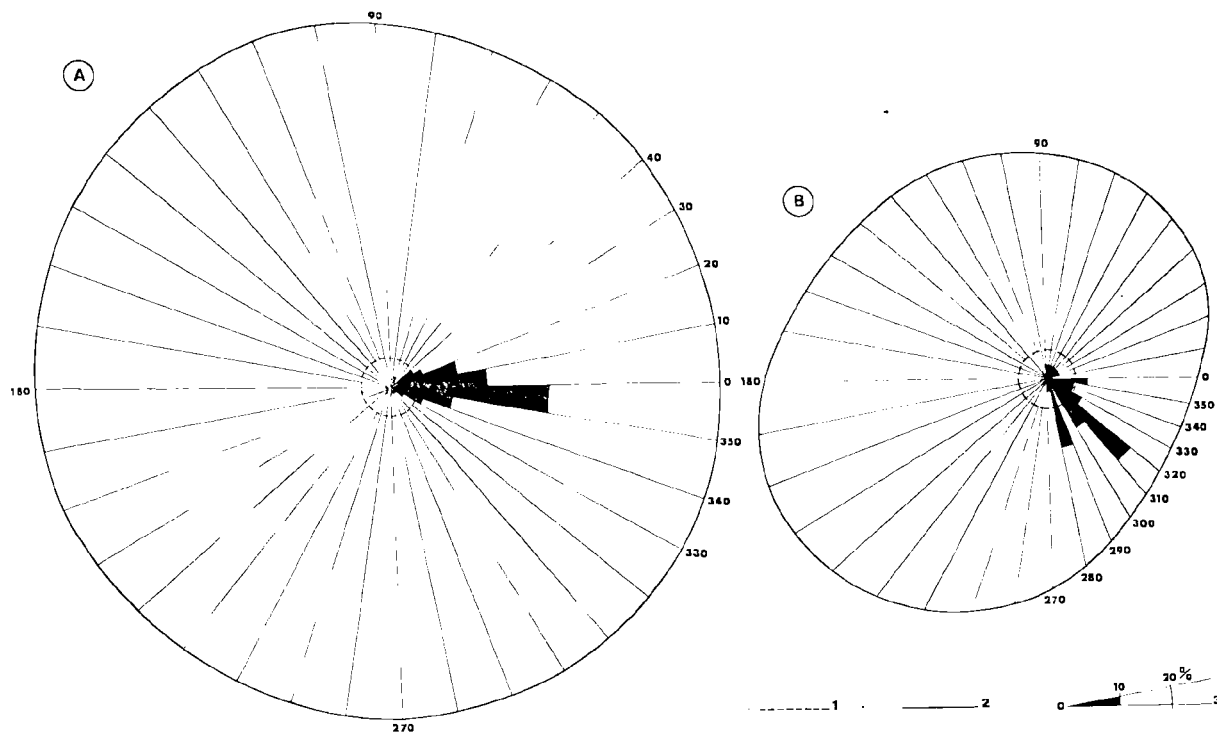


FIG. 2. — A gauche : surface polie A ; à droite : surface polie B.
Répartition des fissures et valeurs du pouvoir réflecteur selon l'orientation sous le microscope
1 : Valeur du pouvoir réflecteur de l'étalon (Leucosaphir synthétique, PR = 0,595 %).
2 : Valeurs mesurées des pouvoirs réflecteurs de la catabituminite.
3 : Fréquence des fissures selon l'orientation.

anisotrope (fig. 2, échantillon B). Les conditions expérimentales furent les suivantes :

— lumière monochromatique polarisée verte ($\lambda = 525$ nm),

— huile Leitz d'indice $n_D^{25} = 1,515$ soit $n = 1,773$ pour $\lambda = 525$ nm.

Les valeurs mesurées sont les suivantes :

Surface polie A

PR = 6,314

$\sigma = 0,09$

% $\sigma = 1,44$

Surface polie B

PRm = 2,663

$\sigma = 0,07$

% $\sigma = 2,71$

PRM = 5,426

$\sigma = 0,07$

% $\sigma = 1,32$

Pouvoir réflecteur moyen = 4,044

Biréflexance = 2,763

La fig. 3 montre que, pour des valeurs aussi élevées du pouvoir réflecteur, le nombre de classes des différents réflectogrammes obtenus est très peu important. La fig. 2 représente, elle, les différentes valeurs du pouvoir réflecteur de la matière organique selon l'orientation de la surface polie sous le microscope. Elle montre encore, rappelons-le, qu'il existe une orientation préférentielle des fissures. De plus, il apparaît que, d'une façon générale, les fissures se répartissent perpendiculairement au grand axe de l'« ellipsoïde » des pouvoirs réflecteurs. L'évolution de la matière organique et le développement de ces fissures semblent liés à une direction privilégiée des contraintes mais, en l'absence de point de repère, il nous est difficile d'en préciser la nature. Signalons pour terminer

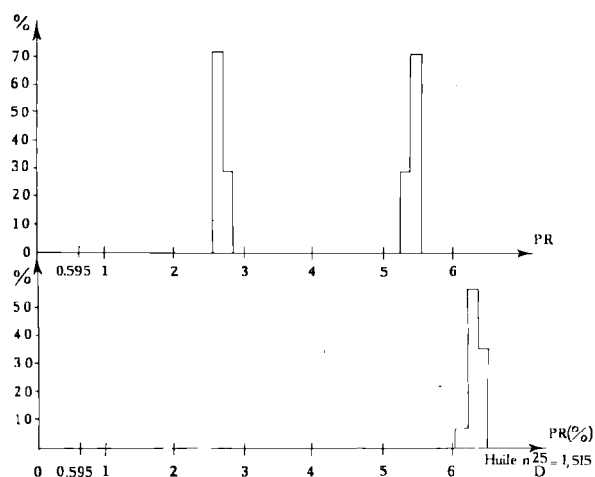


FIG. 3. — Réflectogrammes des surfaces polies A et B

que, le long de certaines fissures, le pouvoir réflecteur est moins élevé que sur la surface voisine non fissurée. Il s'agit ici d'une évolution de la matière organique contraire à l'oxydation naturelle ou artificielle des houilles au voisinage des fissures où, précisément, le pouvoir réflecteur prend des valeurs plus élevées que dans la masse de l'échantillon (B. Alpern et F. Maume, 1969).

III. — CONCLUSIONS

L'absence de structure organisée, l'allure des surfaces d'attaque s'apparentant beaucoup plus à celle de bituminites qu'à celle de houilles, les valeurs élevées de la microdureté et du pouvoir réflecteur, le manque total d'aluminium et de silicium dans les cendres font que cette matière organique ne peut en aucun cas être rangée dans les houilles. Par ailleurs, on sait que la fluorescence des exines des houilles disparaît très tôt lors de leur évolution diagénétique. Ce stade correspond à la limite de macérabilité des combustibles solides, au début de l'anisotropie de la vitrinite et approximativement au point de concours des courbes d'évolution des pouvoirs réflecteurs des vitrinites et des exinites (B. Alpern, 1970). Par conséquent, l'absence de fluorescence ne peut être retenue, dans le cas présent, comme paramètre de détermination.

Nous référant alors aux classifications existantes, il apparaît que la matière organique contenue dans le Francevillien du Gabon est une *catabituminite* anisotrope (B. Alpern, 1970), c'est-à-dire une *kata-impsonite* de la classification de H. Jacob (1967) *. En réalité, la substance que nous décrivons s'inscrit parfaitement sur le *diagramme extrapolé* de houillification des bitumes pétroliers proposé par H. Jacob.

Lors d'une séance de travail du Comité international de Pétrologie des charbons réuni à Belgrade (sept. 1972), M. Teichmüller a montré qu'il pouvait exister une relation entre l'exinite et certains produits bitumineux observables dans des houilles. Ces produits homogènes et fluorescents, généralement disposés dans des fissures de retrait, correspondraient à des *exsudats* et le terme d'« exsudatinite » avait alors été proposé pour leur dénomination. Peut-être existe-t-il une relation

(*) JACOB H. (1967). — Petrologie von Asphaltiten und asphaltischen Pyrobitumina. *Erdöl u. Kohle*, 20, Jg. 6, p. 393-400.

génétique entre la catabituminite du Francevillien du Gabon et les restes d'exinite figurés par R. Feys et *al.* (1966) et rapportés dans ce cas à des colonies de Bothryococcales (Algues primitives). Cependant, lorsque l'on étudie des roches précambriennes, il subsiste toujours un doute sur l'origine de tels produits organiques car la contamination de ces terrains anciens par des substances plus jeunes est toujours possible et le problème reste difficile à résoudre (G.R. Stevens, 1966 ; B. Nagy et L.A. Nagy, 1969 ; P. Albrecht, 1970). Pourtant, la localisation et la reconnaissance de ces substances organiques fossiles sont extrêmement importantes pour la recherche de zones favorables à la genèse du

pétrole (M. Correia, 1969) et pour l'exploration pétrolière (N. Wassojewitch, J. Kortchagina, N. Lopatin, W. Tchernichev et K. Tchernikov, 1969 ; P. Robert, 1971). C'est pour ces raisons que la systématique de la matière organique dispersée dans les sédiments (N.H. Bostick, 1971 et 1972/1973) ainsi que l'étude expérimentale de ses transformations métamorphiques ont été entreprises par beaucoup de laboratoires de recherches. Ces recherches doivent contribuer à l'acquisition d'une meilleure connaissance des bassins sédimentaires et permettre, elles aussi (B. Kubler, 1964 ; G. Dunoyer de Segonzac et Cl. Heddebaut, 1971), de préciser les caractères de l'anchimétamorphisme.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALBRECHT P. (1970). — Etude de constituants organiques des séries sédimentaires de Logbata et de Messel. Transformations diagénétiques. *Mém. Serv. carte géol. Als. Lorr.*, Mém. n° 32, 119 p., 60 fig., 6 tabl., Strasbourg.
- 2) ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Contribution aux méthodes et à la systématique palynologiques et pétrographiques des charbons. Application aux problèmes de la corrélation des couches. *Thèse*, Paris.
- 3) ALPERN B. et MAUME F. (1969). — Etude pétrographique de l'oxydation naturelle et artificielle des houilles. *Rev. Ind. Minér.*, vol. 51, N° 2, p. 979-998, Paris.
- 4) ALPERN B. (1970). — Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, vol. XXV, n° 11, p. 1233-1267, 6 tabl., 2 fig., 7 pl., Paris.
- 5) ALPERN B., DURAND B., ESPITALIÉ J. et TISSOT B. (1971). — Localisation, caractérisation et classification pétrographique des substances organiques sédimentaires fossiles. *Adv. in Org. Geochem.*, p. 1-28, 5 fig., 2 tabl., 8 pl., Pergamon Press, Oxford.
- 6) BAUD L. (1954). — Notice explicative de la carte géologique de reconnaissance au 1/500 000 de Franceville Est (Paris, Imprimerie Nationale).
- 7) BONHOMME M., WEBER F. et FAVRE-MERCURET R. (1965). — Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Franceville (République Gabonaise). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, fasc. 4, p. 243-252.
- 8) BONHOMME M., LUCAS J. et MILLOT G. (1966). — Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments. *Sciences Terre*, t. X, n° 3-4, p. 539-565, 10 fig., 2 tabl., Nancy.
- 9) BONHOMME M. (1969). — Compléments à la géochronologie du Bassin de Franceville et de son environnement. *Ann. Fac. Sc. Univers. Clermont*, n° 41, Géologie Minéralogie, 19° fasc., p. 85-88.
- 10) BOSTICK N.H. (1971). — Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and man*, vol. III, oct. I, p. 83-92, 5 pl., 7 fig.
- 11) BOSTICK N.H. (1972-1973). — Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). *Congr. Intern. Stratigr., Géol., Carbonif.*, 7th, compte rendu, 8 fig., Krefeld (sous presse).
- 12) BOUMA M. (1970). — Contribution à l'étude des minéralisations du bassin de Franceville-Gabon (Origine, type métallogénique, évolution). *Thèse* n° 161, Lille, 73 p. 4 fig., 4 pl.
- 13) Classification internationale des houilles par type. Nations Unies, Genève, 1956.
- 14) CORREIA M. (1969). — Contribution à la recherche de zones favorables à la genèse du pétrole par l'observation microscopique de la matière organique figurée. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, vol. XXIV, n° 12, p. 1417-1454, 27 fig., 13 tabl., Paris.
- 15) COSSON J. (1955). — Notice explicative sur les feuilles Pointe Noire et Brazzaville. Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. *Direct. Mines et géol. A.E.F.*, 1955, 56 p.
- 16) DELATRE Ch. et MÉRIAUX E. (1964). — Microdureté Vickers de charbon du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 43-49, 3 fig., 1 tabl., Lille.
- 17) DELATRE Ch., DOLLÉ P., MÉRIAUX E. et QUINOT E. (1970). — Examen pétrographique de charbons après oxydation dans un four à plasma. *C.R. Acad. Sc.*, t. 270, p. 1753-1755, Paris.
- 18) DUNNOT et WEBER F. (1969). — Notices explicatives des cartes géologiques de reconnaissance au 1/500 000 de Franceville Est et Franceville Ouest.
- 19) DUNOYER DE SEGONZAC G. et HEDDEBAUT Cl. (1971). — Paléozoïque anchi-métamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées basques. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, 4, p. 277-290, 5 fig., Strasbourg.

- 20) FEYS R., GREBER Ch. et PASCAL M. (1966). — A propos de l'ancienneté de la flore continentale : Découverte de "charbons" et de "phytomorphes" dans le Francevillien (Précambrien du Gabon). *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 638-641, 2 pl., Paris.
- 21) GIJZEL P. VAN (1966). — Die Fluoreszenz-Photometrie von Mikrofossilien mit dem Zweistrahl - Mikroskopphotometer nach Berek. *Leitz Mitt. Wiss. Techn.*, (3), 7, p. 206-214.
- 22) GIJZEL P. VAN (1967). — Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification. *Leidse Geol. Meded.*, 40, p. 261-317.
- 23) GIJZEL P. VAN (1971). — Review of the UV-fluorescence microphotometry of fresh and fossil exines and exosporia. *From Sporopollenin*, edited by J. Brooks, P.R. Grant, M.D. Muir, P. van Gijzel and G. Shaw. *Academic Press*, p. 659-685, London and New-York.
- 24) JACOB H. (1969). — Lumineszenz-Mikroskopie der Organopetrographischen Bestandteile von Sedimentgesteinen. *Leitz Mitt. Wiss. Techn.*, vol. 4, n° 8, p. 250-254.
- 25) KUBLER B. (1964). — Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XIX, n° 10, p. 1093-1112, 16 fig.
- 26) LEMOS DE SOUSA M.J. (1971). — Sobre as primeiras medidas de poder reflector nas perantracites da bacia carbonifera do Douro (Mina de São Pedro da Cova-Gondomar - NW de Portugal). *Comm. dos Serv. Geol. de Portugal*, t. LV, p. 181-220, 4 tabl., 21 fig., Lisboa.
- 27) MÉRIAUX E. (1969). — Contribution à l'étude pétrologique de houilles du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Mines Belgique*, n° 4, avril 1969, p. 329-387; n° 5, mai 1969, p. 469-516; 39 fig., 14 tabl., 7 pl., 2 dépl. h.-t., Liège.
- 28) NAGY B. et NAGY L.A. (1969). — Investigations of the Early Precambrian Onverwacht Sedimentary Rocks in South Africa. *Adv. in Organ. Geoch.*, 3 fig., p. 209-215, Pergamon Press, 1968.
- 29) NF. M10-001 (1950). — Classification, d'après leur nature, des houilles, des anthracites et de leurs mélanges. *AFNOR*, Paris.
- 30) ROBERT P. (1971). — Etude pétrographique des matières organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir réflecteur. Contribution à l'exploration pétrolière et à la connaissance des bassins sédimentaires. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, vol. XXVI, n° 2, p. 105-135, 15 fig., Paris.
- 31) STACH E. (1969). — Fortschritte der Auflicht-Fluoreszenz-Mikroskopie in der Kohlenpetrographie. *Freib. Forsch.*, C242, Teil II, p. 35-55.
- 32) STEVENS G.R. (1966). — Analysis and paragenetic history of Antraxolite in Ordovician slate, Eastern Pennsylvania. *Coal Science*, Adv. in Chemistry series, 55, section I, 8, p. 91-116, 13 fig., 4 tabl., Washington.
- 33) TAYLOR G.H. (1966). — The electron microscopy of Vitrinites. *Coal Science*, Adv. in Chemistry series, 55, section III, 17, p. 274-283, 7 fig., Washington.
- 34) VIDAL Ph. (1968). — La méthode Potassium-Argon dans la datation des séries sédimentaires. Application aux sédiments du bassin de Franceville. *Thèse 3^{me} cycle*, Fac. Sci. Strasbourg, 55 p.
- 35) WASSOJEWITCH N., KORTCHAGINA J., LOPATIN N., TCHERNICHEV W. et TCHERNIKOV K. (1969). — Die Hauptphase der Erdölbildung. *Z. Angew. Geologie*, 15, p. 612-621.
- 36) WEBER F. (1968). — Une série précambrienne du Gabon : le Francevillien. *Sédimentologie, Géochimie, Relations avec les gîtes minéraux associés. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 28, 328 p., 48 fig., 15 pl., Strasbourg.
- 37) WOLF M. (1967). — Petrographische Beobachtungen an der Uran und Thorium Führenden Bogheadschiefern von Autun (Saône-et-Loire) unter besonderer Berücksichtigung von Ergebnissen der Fluoreszenzmikroskopie. *Brennstoff Chemie*, 1, Bd. 48, p. 11-14.

* * *

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XXIX

Toutes les photographies de cette planche ont été réalisées sur des surfaces polies attaquées ou non, observées au microscope par réflexion à immersion d'huile en lumière naturelle (LRN) ou au stéréoscan (S).

FIG. 1. — *Aspect homogène de la surface.* On distingue seulement des fissures en dents de scie. LRN (Gr. = 1200).

FIG. 2. — *Après attaque oxydante dans un four à plasma* pendant cinq minutes, la surface polie montre de nombreuses aspérités et des craquelures d'allure conchoïdale. LRN (Gr. = 320).

FIG. 3. — *La matière organique non attaquée* montre des fentes étroites, allongées, quasiment rectilignes et à extrémités généralement arrondies. LRN (Gr. = 1200).

FIG. 4. — Fente courte, plus largement ouverte que celle du type précédent et présentant des formes de S étiré, de virgule ou de parenthèse. LRN (Gr. = 1200).

FIG. 5. — *Catabituminite après attaque à l'acide chromique bouillant.* La surface présente une allure ponctuée inconnue chez les houilles. LRN (Gr. = 1200).

FIG. 6. — *Catabituminite.* Surface polie attaquée à l'acide chromique bouillant et observée au stéréoscan. Des figures en forme de parenthèse allongée et noire et des cavités arrondies sont ici bien mises en évidence. Ces fentes et cavités sont représentées à plus fort grossissement Pl. XXX, fig. 1 à 4. S (Gr. = 220).

FIG. 7. — *Attaque oxydante au four à plasma.* La surface est couverte d'aspérités arrondies dont les dimensions sont toutes du même ordre. LRN (Gr. = 1200).

FIG. 8. — *Attaque oxydante au four à plasma.* Allure des fissures du réseau néoformé. LRN. (Gr. = 320).

PLANCHE XXX

Les photographies de la Pl. XXX ont toutes été réalisées au stéréoscan (S).

FIG. 1 et 2. — *Fissures naturelles.* On notera qu'il s'agit en réalité de cavités allongées bien développées, à bords francs et anguleux. Ces figures correspondent vraisemblablement à des fissures de retrait. Les lambeaux de matière plus claire, attachés au bord interne de la fissure sont des fragments de produit de polissage.

Fig 1, S (Gr. = 1100) ; fig. 2, S (Gr. = 2200).

FIG. 3 et 4. — *Cavités sphériques.* Ces cuvettes ovales, subcirculaires à bord généralement arrondi, semblent avoir pris naissance à la suite de pressions.

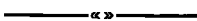
Des fissures et des cavités de ce type ne sont pas caractéristiques des houilles.

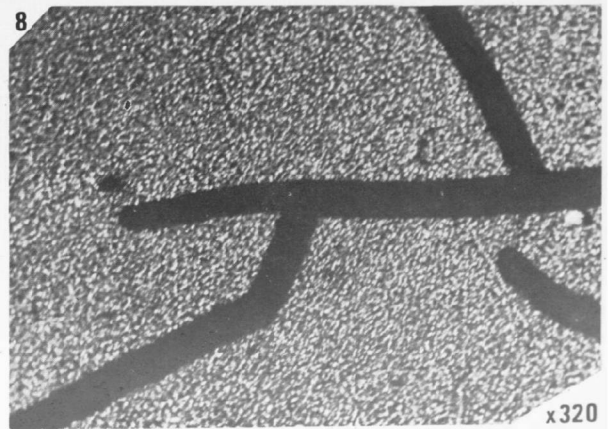
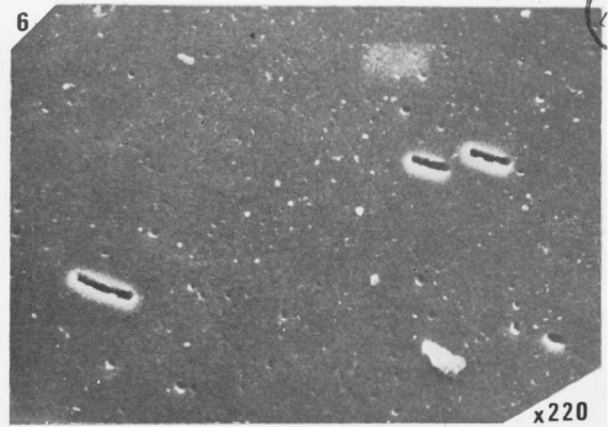
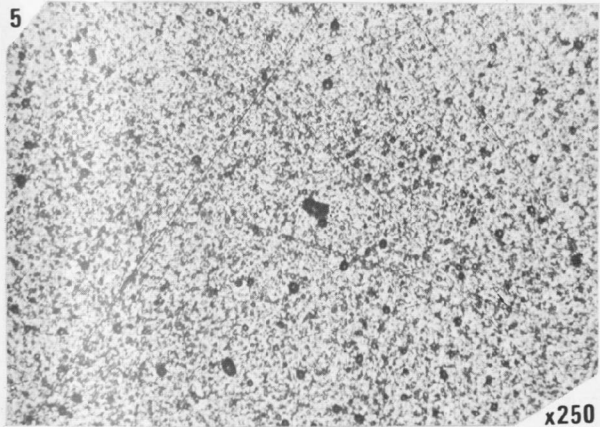
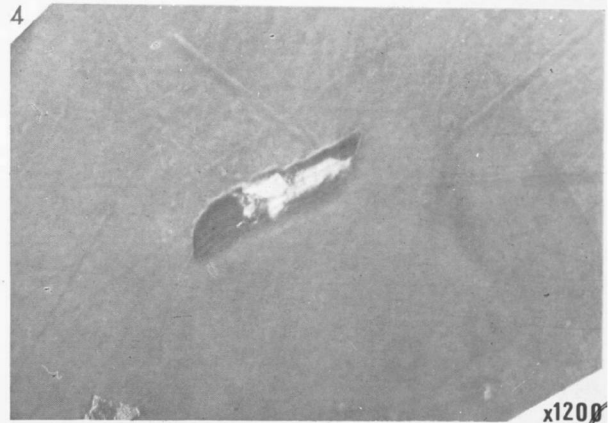
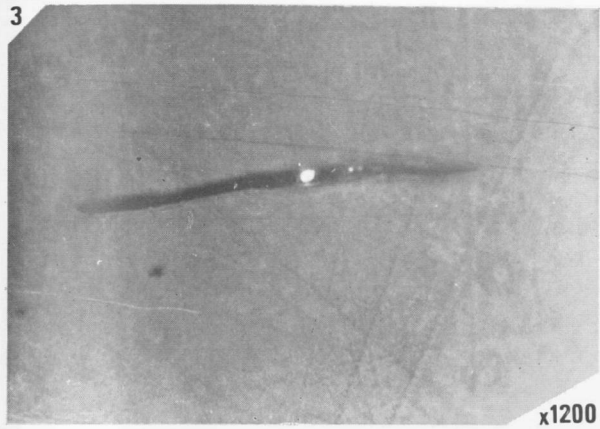
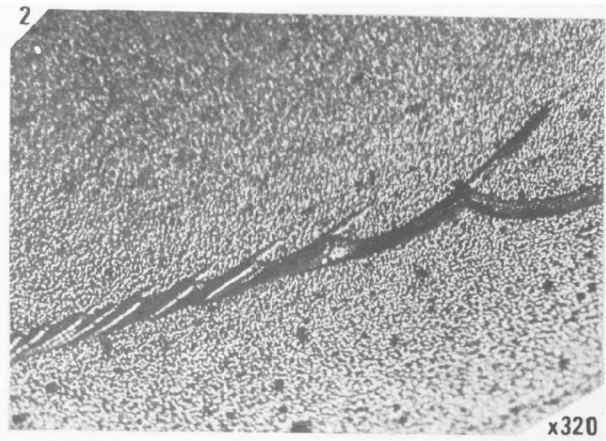
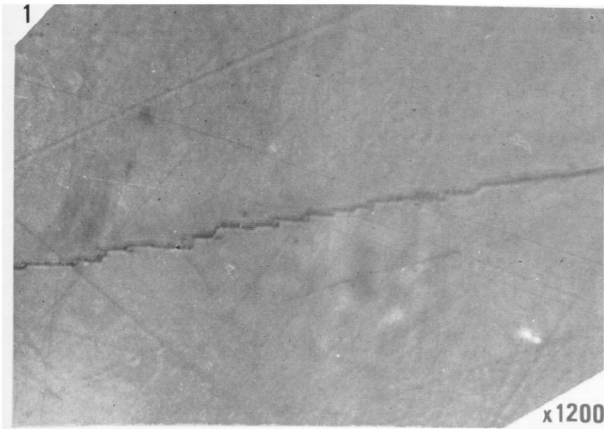
Fig. 3, S (Gr. = 1100) ; fig. 4, S (Gr. = 5500).

PLANCHE XXXI

Cette série de clichés a été réalisée au stéréoscan (S) sur des surfaces polies ayant subi *une attaque oxydante au four à plasma* pendant cinq minutes. Chaque colonne montre l'aspect d'une plage particulière à des grossissements différents. Les figures 1 à 4 (colonne A) correspondent à l'examen d'une *surface polie peu rugueuse* à faible grossissement. Les figures 5 à 8 (colonne B) résultent de l'observation d'une *plage particulièrement raboteuse* et les figures 9 à 11 (colonne C) ont été réalisées à partir de l'examen du *fond d'une cavité*.

Chaque rangée est composée de clichés effectués approximativement au même grossissement à partir de surface d'allure différente. Les figures d'attaque présentent rigoureusement le même aspect lorsqu'elles sont observées à des grossissements du même ordre de grandeur, ce qui laisse à penser que cette matière organique très riche en carbone ne peut être rattachée à une houille.

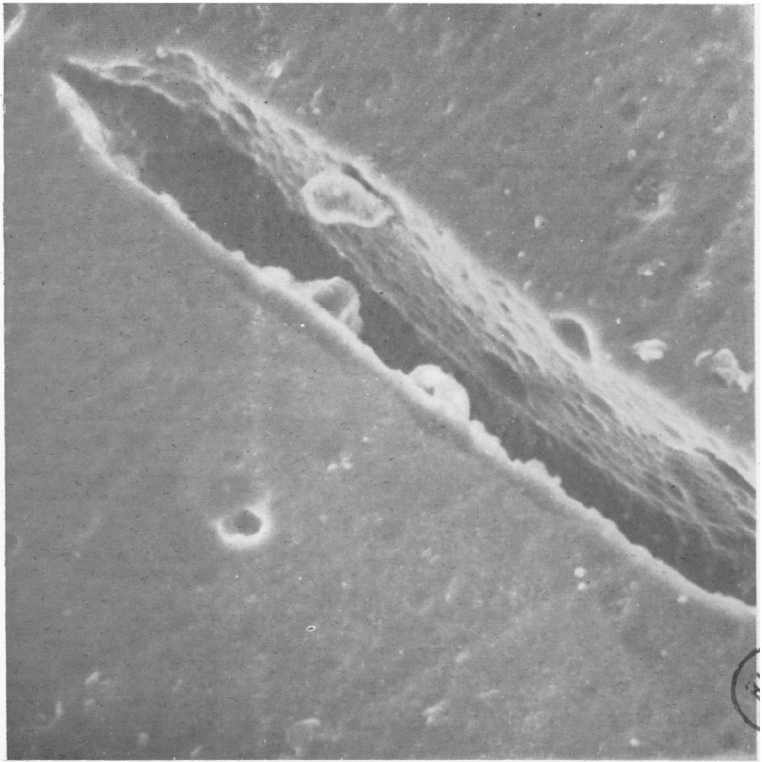






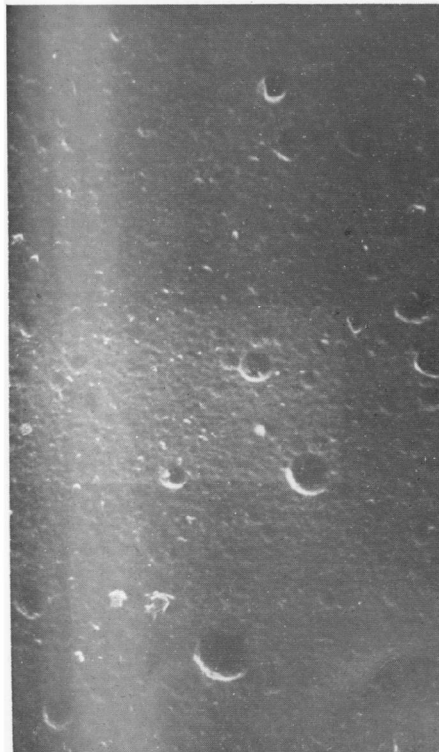
1

x1100



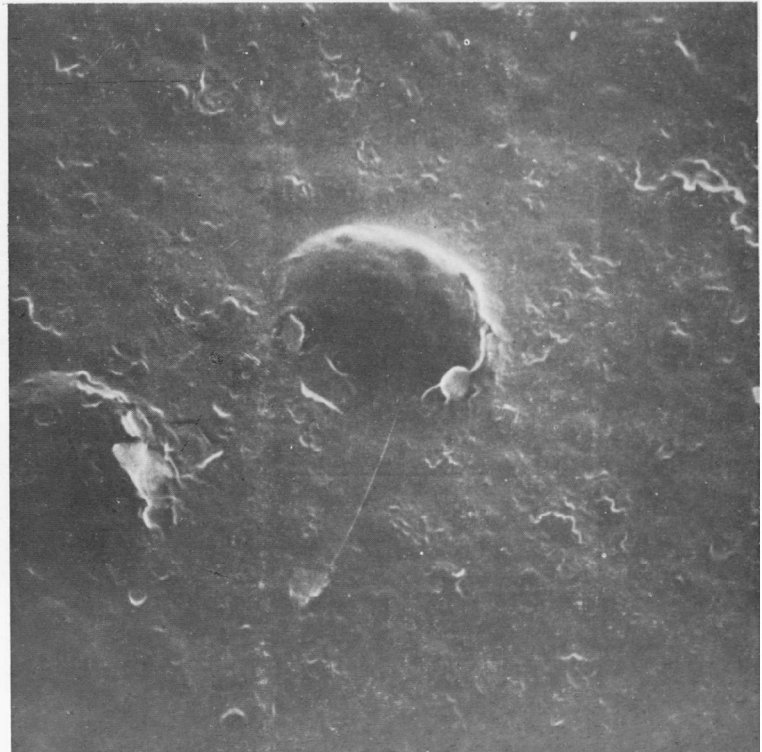
2

x2200



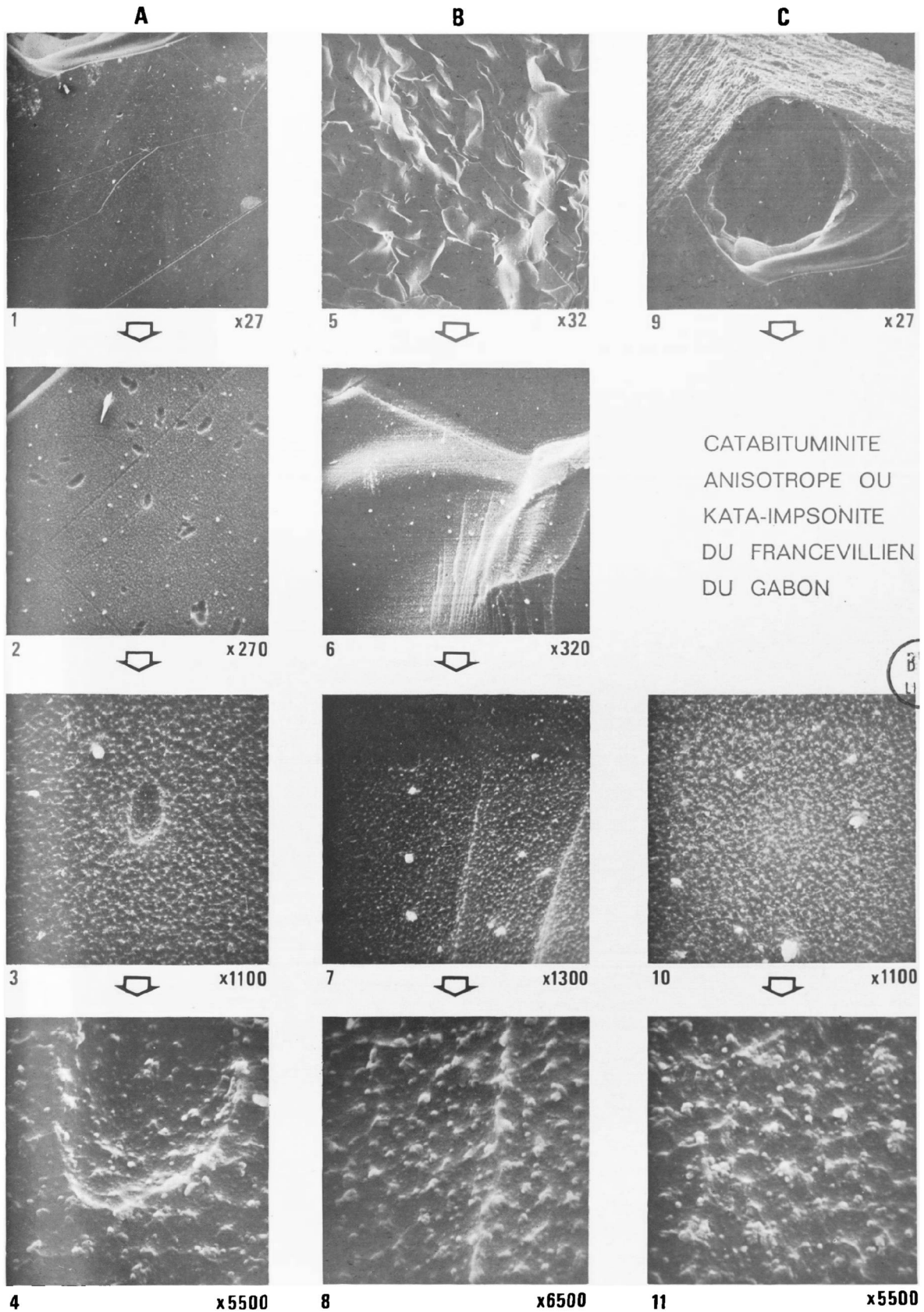
3

x1100



4

x5500



Étude sédimentologique et structurale des niveaux Hadryniens et Cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, Chaîne de Finlay, Colombie britannique)

par Jean-Louis MANSY (*)

Résumé. — La région étudiée (**) située dans la chaîne cristalline orientale de la Cordillère canadienne présente une continuité de sédimentation du Précambrien (Hadrymien) au Cambrien inférieur daté. Ce puissant ensemble détritique lardé de deux horizons calcaires, a subi d'importantes transformations diagénétiques et métamorphiques. Une esquisse de la Paléogéographie de cette marge du craton sera tentée.

L'étude tectonique et structurale montre un déversement des structures et une homoaxialité des plis.

Une seconde phase mineure affecte le secteur ; elle est peut-être liée à de vastes décrochements.

Summary. This area is a part of the Eastern Crystalline belt. One can see a continuity of sedimentation in the Proterozoic (Hadrymien) and fossiliferous cambrian : this is mainly clastic with two carbonate sequences. Replacements are numerous in the different formations.

A paleogeographic interpretation of the margin of canadian craton is undertaken. The area folds are overturned to the southwest or are asymmetrical and have axial planes that dip northeast. Diagrams show that folds are coaxial, with a second minor local phase that could be the result of major transcurrent faults.

INTRODUCTION

La Cordillère canadienne est composée de différents domaines structuraux qui sont, du Pacifique à la plate-forme : la chaîne insulaire, la chaîne côtière, les plateaux intérieurs, la chaîne cristalline orientale et les Rocheuses (fig. 1). Ces deux derniers domaines sont séparés par le Fossé des

Rocheuses. L'étude effectuée porte sur une partie de la chaîne cristalline orientale, située dans les Montagnes Omineca entre le 56^{me} et le 58^{me} parallèle. Cette partie est composée de deux chaînons méridiens aux caractères morphologiques et lithologiques différents, d'Ouest en Est, le chaînon de Swannell séparé par le linéament de Pelly de la Chaîne de Finlay.

A la latitude du secteur étudié, on ne connaît aucun terrain Précambrien ou Cambrien à l'Ouest des chaînons étudiés, alors qu'à l'Est, ils sont abondants. Ici, un puissant ensemble détritique continu de l'Hadrymien au Cambrien inférieur fossilifère, est reconnu. A l'Est, dans les Rocheuses, c'est-à-dire sur le bord du craton, il est séparé en deux unités par une discordance majeure. La chaîne cristalline orientale a connu de nombreuses phases de plissement : orogénèse Cariboo (limite

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire de géologie structurale.

(**) Cette étude a été rendue possible par la Commission Géologique du Canada et le Dr H. Gabrielse qui la dirige à Vancouver. Son expérience et son aide, ainsi que celles de M. J. Dercourt, sous la direction de qui ce travail fut effectué, furent particulièrement précieuses, à la fois sur le terrain et au laboratoire. Je les en remercie vivement.

Note présentée le 7 juin 1972 et déposée le 3 janvier 1973.

siluro-dévonienne), orogénèse Cassiar (limite Permo-Trias), orogénèse Névadienne et Laramienne, qui l'ont diversement marqué. Dans cette région, ces phases tectoniques, si elles se sont produites, n'ont engendré que des plis homoaxiaux.

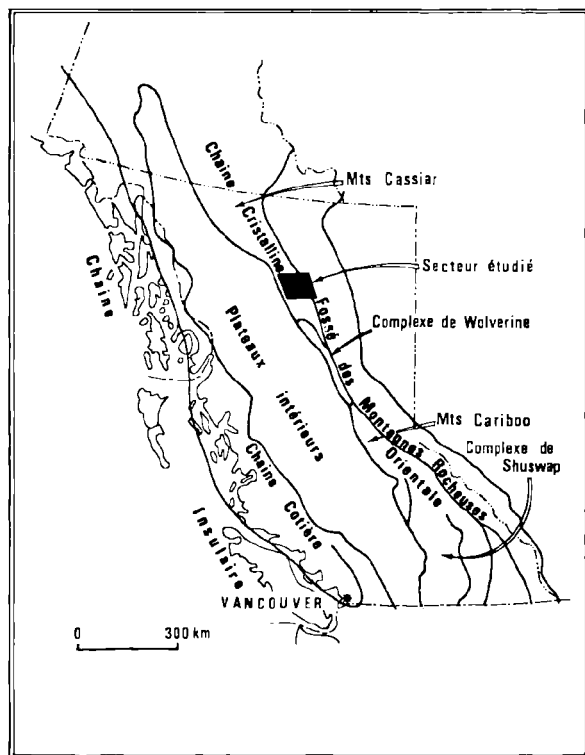


FIG. 1. — Les principaux domaines structuraux et le secteur étudié.

Généralités.

Mac Connel, en 1895, mena les premiers travaux géologiques dans ce secteur, dans les vallées des rivières Finlay et Omineca, il distingua des séries archéenne, cambrienne et mésozoïque. En 1928, Dolmage étudia les vallées de Finlay et Ingenika, s'intéressant surtout à la concession minière de Ferguson. En fait, les premières études systématiques datent de 1946, au Sud du domaine étudié; commencées par Armstrong, elles furent achevées par Roots en 1954, dans la région du lac d'Aiken, entre les latitudes 56 et 57° et les longitudes 125 et 126°. Cette région sert de point de départ à l'investigation de celle, plus septentrionale, qui, jusqu'alors, n'avait jamais été étudiée et qui fait l'objet de cette note.

Roots (1954) y a défini le groupe Tenakihi d'âge protérozoïque, formé de micaschistes, quartzites à grenats, gneiss, schistes à disthène. Les formations surincombantes furent rassemblées dans le groupe Ingenika attribué pour partie (ou en entier) au Cambrien inférieur. Trois entités furent distinguées: à la base, des phyllites, des ardoises, des chloritoschistes et des rares calcaires; au milieu, un ensemble de quartzites blanches et au sommet, une formation calcaire qu'il assimile au Cambrien inférieur reconnu ailleurs.

Si la formation des quartzites blanches existe dans notre secteur, les formations qui l'encadrent ne constituent pas d'unités lithostratigraphiques, d'autant plus que nous reconnaitrons deux formations calcaires, l'une protérozoïque, l'autre fossilifère datée du Cambrien inférieur. Cette étude entraînait une révision du groupe Ingenika qui montre ici une continuité de sédimentation entre le Précambrien et le Cambrien daté. Il est puissant de 2 000 m, à dominante détritique lardé de deux horizons calcaires.

La première partie de cette note présente les différents faciès rencontrés et leurs changements sur une bande longue de 100 km du Nord au Sud et large de 30 km d'Ouest en Est, une reconstitution paléogéographique sera tentée. L'étude porte aussi sur les transformations subies par les sédiments lors de leur diagenèse et sur l'effet du métamorphisme plus intense près des intrusions granitiques.

L'étude tectonique de la région, objet de la seconde partie de la note, nous montre un déversement des plis homoaxiaux vers le Sud-Ouest. Des structures mineures apparaissent surimposées, elles sont orthogonales aux plis majeurs, nous essayerons de dégager leur signification.

Cette région est un maillon entre les Montagnes Cassiar au Nord, qui furent étudiées par Gabrielse (1963), et les Monts Cariboo au Sud, connus par les travaux de Campbell (1963, 1968, 1970), auxquels j'ai été personnellement associé (1970). Des corrélations seront tentées entre ces différents domaines.

I. — STRATIGRAPHIE

La série lithologique des Montagnes Omineca étant décrite pour la première fois, il ne sera pas attribué de nom à chacune des formations. Cette

attribution fera l'objet d'un travail ultérieur. Une lettre sera utilisée afin de rendre la lecture plus facile.

1) La formation A.

C'est la plus ancienne. Puissante de 1 100 m, elle constitue pour l'essentiel la chaîne du Swannell (fig. 2), véritable épine dorsale culminant à 2 500 m, disséquée par de larges vallées glaciaires portant encore quelques glaciers. Trois types de roches seront rencontrés : des arkoses à gros grains (grits), des phyllites et des calcaires qui vont former trois ensembles observés d'Ouest en Est à partir d'un pluton granitique non daté au Nord du Mont Whudzi.

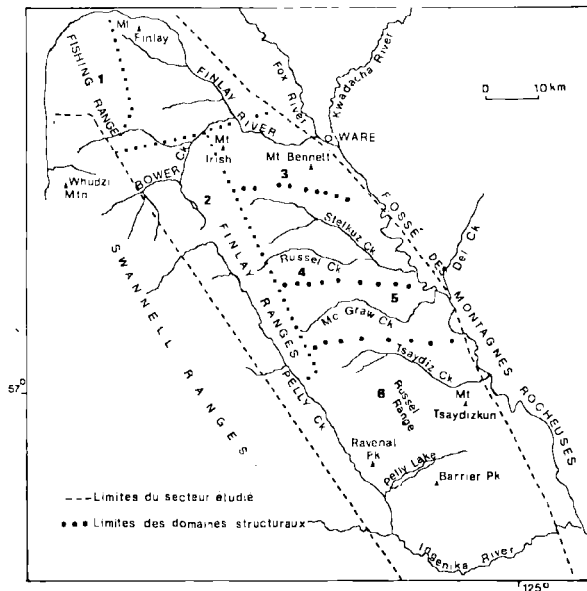


FIG. 2. — Les principaux domaines structuraux de la région étudiée.

- Le premier ensemble (400 m), fortement métamorphisé au voisinage du pluton, est constitué de micaschistes verts à grenats alternant avec des arkoses en bancs dont la puissance varie du dm au m. Des structures sédimentaires sont observables (antidunes, granoclasement positif). Les éléments détritiques de nature variable peuvent atteindre 10 cm et former un conglomérat. On observe sur 20 m des calcaires marmoréens dans la partie médiane de cet ensemble, la biotite est alors seule présente dans les micaschistes parfois interstratifiés.
- Le second ensemble (300 m) arme les sommets du chaînon de Fishing, il est constitué par les "grits"

verdâtres peu déformés, en bancs de 4 à 5 m de puissance. Les phyllites interstratifiées sont affectées par une courbure de schistosité. Les grits révèlent des traits sédimentaires : un granoclasement positif, des rides, des antidunes et des figures pouvant évoquer d'anciens chenaux. Ils renferment de gros éléments de quartz bleu et de feldspaths (3 mm) : orthose et oligoclase. Un remplissage de calcite et d'hématite corrode tous les cristaux. Ces niveaux ont subi d'importantes contraintes qui se manifestent par une extinction roulante de la matrice et de tous les éléments et par des micro-fractures déplaçant les mâcles des feldspaths. Les micaschistes réagissent par une schistosité par pli-fracture, dérivant de la crénulation d'une ancienne foliation dont les flancs se fracturent et orientent la muscovite.

- Le dernier ensemble (400 m), formé de roches tendres (micaschistes et calcaires), admet encore de rares grits (40 m), des quartzites altérés et des grès beiges. Cet ensemble renferme des éléments détritiques fins.

La formation A est une puissante série détritico connue sur une grande partie de la Cordillère. Elle présente de rares structures sédimentaires masquées par la tectonique et le métamorphisme, il reste cependant à chercher une source pour les feldspaths abondants que l'on pourrait à première vue situer sur le craton (à l'Est), mais il ne faut pas exclure une partie occidentale en raison des phases tectoniques Helikiennes (East Kootenay et Racklan). Cette formation est attribuée à l'Hadryrien.

2) La formation B.

On la rencontre en affleurements médiocres sur deux vastes bandes, la première le long de la vallée de Pelly Creek, la seconde au cœur d'un anticlinorium dans le chaînon de Russel. On peut distinguer des grès quartzites marrons qui alternent avec des schistes sériciteux argentés et des calcaires blancs et rouges. Cette formation s'identifie par son aspect lustré et les fines crénulations observées à la surface des bancs. Une tectonisation intense se marque par des plis similaires décimétriques, elle empêche toute précision en ce qui concerne l'épaisseur (voisine de 200 m).

Aucune trace paléontologique n'y a été relevée, Young (1972) a cependant recueilli dans une formation homologue des Monts Cariboo, quelques rares ichnofossiles.

3) La formation C.

Roots avait reconnu une seule formation calcaire dans le chaînon de Russel qui, par analogie avec celle trouvée plus au Sud, avait été attribuée

au Cambrien inférieur. En fait, deux formations calcaires existent et avaient été confondues. Une coupe effectuée au Nord de la rivière Stelkuz nous montre la transition entre les calcaires les plus anciens et la formation B sous-jacente.

On observe sur 50 m, une répétition de carbonates, pélites et quartzites. Les calcaires sont bleu foncé et noirs à grain fin (20 à 30 μ) parfois dolomités. Les pélites gréseuses sont très plissotées avec de nombreuses stries de glissement. Les quartzites ont une matrice chloritique et un ciment dolomitique recoupant le quartz. Cette trilogie passe à 120 m de carbonates à rares intercalations détritiques. Ces calcaires bleus, ivoires, bien lités, offrent à la surface des bancs des filets et des mouchetures marrons formées d'ankerite difficile à reconnaître aux rayons X. Les éléments détritiques sont corrodés dans un ciment fortement reconstitué.

Une autre coupe effectuée sur le bord oriental de l'anticlinal du chaînon de Russel, montre cette formation irrégulière dolomitée et fort reconstituée, phénomène souligné par une teinte rouge. Un horizon de stromatolithes stratiformes a été observé à la base de cette formation. Aitken attribue ce type à la zone littorale.

La comparaison entre ces deux coupes indique une dolomitisation moins intense, une absence de stromatolithes et des pélites plus abondantes à l'Ouest qui traduisent un approfondissement occidental.

4) La formation D.

La formation D, étudiée au Nord de la rivière Stelkuz, montre deux ensembles formés essentiellement d'une succession de rythmes : le premier de calcaire et de pélite (120 m), le second de grès et de pélite (80 m).

Dans le premier ensemble, on distingue des calcaires bien lités de plusieurs types :

- Sur certains on observe des grains roux d'ankerite (2 mm), monocristallins ; ils présentent une extinction roulante que l'on ne semble pas déceler dans la matrice, ce qui peut être dû à la petite taille des grains qui la composent (30 μ). Elle révèlent une texture en triple point (Spry, 1969), une surface intercrystalline plane, et parfois une auréole de néomorphisme faite de petits cristaux dont la taille croît vers l'extérieur des grains d'ankerite.
- D'autres calcaires renferment de nombreux éléments détritiques : quartz (7 à 10 %) et feldspath (5 à 6 %). Ces roches ont été transformées, on observe

sur une même lame mince des plages de quartzite chertifiée, et des plages indiquant un remplacement du feldspath et du chert par le carbonate. Les plages détritiques sont à l'état de fantômes dans le ciment. Les réactions étaient instables, car on observe la corrosion de feldspaths alors que d'autres sont entourés d'excroissances soulignées par leur pureté, le manque de continuité optique. Ces feldspaths peuvent être automorphes.

Les carbonates alternent avec des pélites verdâtres à forte proportion de chlorite et des grès quartzites à matrice phylliteuse. La partie sommitale du premier ensemble présente deux niveaux pélitiques caractéristiques par leur couleur gris vert et violacée, le quartz amygdalaire n'excède pas 30 μ et la pyrite est abondante.

Les niveaux sont entourés de pélites vertes qui passent à des carbonates à grain très fin marquant le sommet de cet ensemble. Celui-ci, à dominante calcaire-pélitique, est constitué de nombreux rythmes variables en constituants et en épaisseur. Des cycles de ce type ont été observés dans les Monts Cariboo (Mansy, 1970).

Le second ensemble est à dominante pélitogréseuse (80 m), les pélites verdâtres sont interstratifiées de subarkoses blanches et rousses peu abondantes à texture engrenée. Les feldspaths sont potassiques et calco-sodiques, on note la présence d'épidote, tourmaline, muscovite et pyrite.

Près du Fossé des Rocheuses, la base de la formation C passe à 40 m de quartzites massifs à rares intercalations de dolomies et pélites qui sont en lieu et place des premiers rythmes observés à l'Ouest.

Ces quartzites passent, à l'Est du Fossé des Rocheuses, à des conglomérats (groupe Mc Naughton) ; outre la granulométrie, le degré de maturité très faible dans le secteur oriental permet d'affirmer que des reliefs importants étaient situés à l'Est. L'interprétation des cycles est rendue délicate en raison de l'évolution des roches, ainsi des micrites passent au pseudospar (Folk, 1965), ne laissant que des noyaux inattaqués, et, des carbonates remplacent les éléments détritiques. Dapples (1967) signale dans une formation d'un autre âge la transformation d'un grès en calcaire gréseux. L'origine en reste très discutée, Correns (1950) et Walker (1962) font appel à une variation de Ph, la silice devenant plus soluble au-dessous du Ph, cette réaction restant réversible comme le montre le remplacement du carbonate par le quartz. Cette formation a livré de gros terriers de 1 à 5 cm de

diamètre, longs de plus de 10 cm, qui restent les seules traces de vie, apparaissant dans les pélites vertes qui précèdent la formation d'orthoquartzites E.

5) La formation E.

On en fixe arbitrairement la limite là où les grès et quartzites sont plus nombreux que les pélites. Une coupe effectuée au Sud de la Rivière Russell va en préciser la constitution. On y trouve 40 m de grès quartzites et orthoquartzites violettes, rosées, blanches et rousses. L'épaisseur des lits varie de 5 à 40 cm et on y observe quelques stratifications entrecroisées. Une recristallisation importante est marquée par des excroissances autour d'une ligne d'impuretés, l'apex de certains grains amygdalaires est corrodé par la chlorite.

Au-dessus, on trouve 5 m de grès et pélites gréseuses verdâtres qui passent à 80 m de quartzites et grès quartzites blancs, jaunes et noirâtres, dans lesquels il est parfois possible de distinguer macroscopiquement le grain de sa matrice un peu plus claire, constituée essentiellement de quartz cryptoeristallin à structure engrenée.

De rares traces de vie ont été observées, ce sont de petits terriers de 4 cm de long et 6 mm de diamètre, droits ou légèrement incurvés. Young (1972) a trouvé dans des formations homologues des Monts Cariboo des traces similaires attribuées au genre *Planolites*.

Cette formation est remarquable par son uniformité sur toute la chaîne cristalline orientale (1 000 km), le degré de maturité important et les horizons feldspathiques nombreux en Alberta (Douglas et al., 1970) suggèrent un relief aplani et une partie d'alimentation cratonique orientale, ce qui est confirmé par les mesures effectuées sur les stratifications entrecroisées.

6) La formation F.

Cette formation pélito-gréseuse, commence là où les pélites sont plus abondantes que les grès, elle se distingue par sa couleur sombre. On la trouve près de la faille de Pelly et de ses satellites, la coupe ci-dessous fait suite à la précédente et nous permet de distinguer :

- Un premier ensemble (100 m) à dominante pélitique, où les intercalations de quartzites sont toujours présentes atteignant parfois 20 m. Les shales (*) sont noires ou marron foncé, parfois verdâtres, les grès quartzites plus clairs.

(*) Terme recommandé par Millot, lorsque le litage sédimentaire est net.

Le passage d'un terme à l'autre s'observe en lame mince, le grain n'excède pas 0,2 mm. La muscovite est abondante, souvent affectée d'un clivage par pli-fracture.

- Le second ensemble (80 m) admet de fines intercalations gréseuses, la couleur très sombre est due à une altération superficielle de la roche ferrifère et à la présence de matière carbonée abondante. Des attaques selon les méthodes palynologiques se sont révélées infructueuses. Les minéraux accessoires sont nombreux (tourmaline et épidote).

Les derniers bancs ont une matrice chloritique et un ciment carbonaté secondaire qui semble provenir des carbonates sus-jacents.

Ces grès quartzites, à stratifications entrecroisées, renferment des niveaux de galets de 4 à 5 cm qui ont une nature voisine de celle de la matrice. Les grains fortement corrodés ont une texture engrenée, parfois détruite par le ciment carbonaté. Certaines plages ne laissent apparaître que des grains isolés dans le ciment (texture pœcilitique) alors que d'autres révèlent des filots préservés de grès-quartzite. Ciment et grains ont subi de fortes pressions marquées par une déformation des mâcles et une extinction roulante.

Les ichnofossiles sont pour la première fois abondants, Young (1972) a identifié *Scolicia* (?) et *Planolites* (?) dans une formation équivalente des Monts Cariboo. La présence d'une matière carbonée importante, de grains de phosphate, d'un degré de maturité très faible, de phyllites nombreuses (illite, chlorite, séricite) font penser à un milieu de sédimentation calme de type néritique.

7) La formation G.

Elle est essentiellement carbonatée ; elle s'étend sur toute la chaîne cristalline orientale et sur les Montagnes Rocheuses renfermant trilobites et archéocyathides (Roots) datant le Cambrien inférieur.

Les grès sommitaux de la formation F passent à des pélites gréseuses jaunâtres présentant de rares lentilles calcaires. Au-dessus, on observe 35 m de calcaires bleus à fines passées pélitiques, certains ont des taches plus claires (algaires ?). Ces micrites parfois dolomitisés, souvent légèrement recristallisés, renferment des monoeristaux qui se moule dans le ciment, à la façon de figures de charge. Les éléments détritiques sont nombreux.

Les pélites, toujours présentes, confèrent un aspect noduleux au carbonate parfois renforcé par un liseré ferrugineux, ces nodules renferment les Archéocyathides qui datent le Cambrien inférieur.

La partie médiane de cette formation est constituée de 20 m de pélites fines gréseuses, et des lentilles calcaires interstratifiées ont livré des *Salterellas*. Au sommet, une nouvelle sédimentation carbonatée s'installe, dans laquelle les Archéocyathides se développent. La présence de calcilithes et d'oolithes indique le caractère agité de la sédimentation.

La formation Sifton est présente le long du fossé et près du Mont Bennett. Elle se compose de conglomérats, grès, arkoses et pélites continentaux. De nombreuses plantes datent cette formation du Crétacé supérieur-Tertiaire basal ; elle ne sera pas étudiée dans cette note.

II. — AGE DES FORMATIONS

Sans entrer dans la discussion sur la limite Cambrien-Précambrien, la limite préconisée par Young (1972) dans les Montagnes Cariboo sera utilisée ; elle est située, par cet auteur, à l'apparition de traces fossiles variées et abondantes, elle se place ici à la base de la formation F. Les corrélations indiquées dans le tableau sont tirées, pour les Monts Cassiar de Gabrielse (1963) et pour les Monts Cariboo de Mansy et Campbell (1970).

Nord		Sud
Montagnes Cassiar	Monts Omineca	Monts Cariboo
Groupe Atan 1 000 m	Formation G (A) + 80 m	Formation Mural (A) 80 m
	Formation F (tr) + 180 m	Formation Midas (tr) 80 m
	Formation E (tr) 130 m	Formation Yanks Peak (tr) 150 m
Groupe Good Hope (sr) ± 1 400 m	Formation D (tr) + 200 m	Formation Yankee Belle (tr) 500-600 m
	Formation C (sr) + 120 m	Formation Cunningham (sr) 350 m
	Formation B 200 m	Formation Isaac (+ 1 000 m)
	Formation A + 1 100 m	Groupe Kaza (+ 3 000 m)

A : Archéocyathides et trilobites

tr : Traces, Terriers

sr : Stromatolithes

L'épaisseur de chaque formation est indiquée.

Les seules corrélations certaines avec les Rocheuses le sont à partir des zones Trilobites et Archéocyathides. Une coupe que j'ai effectuée à l'Ouest de la Rivière Ospika révèle un Cambrien inférieur détritique, composé de quartzites, pélites et rares carbonates, surmonté de dolomies et pélites du Cambrien moyen ; les pélites sont ici beaucoup moins nombreuses dans les niveaux homologues, elles sont remplacées par des quartzites.

III. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Le sédiment observé aujourd'hui est le fruit d'une histoire, que nous allons tenter de reconstituer. Trois paramètres ont joué un rôle primordial : la paléogéographie, l'évolution diagénétique et le métamorphisme.

a) *La paléogéographie* : Permanence des mers du Précambrien au Cambrien.

Cette région a révélé une puissante série détritique (2 000 m), interstratifiée par deux niveaux carbonatés, qui s'étend sans interruption du Précambrien au Cambrien inférieur. Si les informations concernant la patrie d'alimentation sont peu interprétables pour les formations A et B, les autres formations ont une patrie orientale. Les dépôts de la formation C, de la partie basale de la formation D, situés au bord du fossé, tant par leurs calcaires à stromatolithes, leur dolomitisation intense que par un ensemble massif de quartzites matures (D) reflètent un environnement littoral de haute énergie. Les mêmes formations situées plus à l'Ouest ont montré des calcaires azoïques et peu dolomitisés ; à la base de D, les grès peu abondants sont immatures, remplacés par des horizons calcaires en alternance avec des pélites. Ces caractères indiquant un environnement plus profond. Au sein de la formation D, l'approfondissement semble général tant à l'Est qu'à l'Ouest. La formation E indique en revanche une baisse de la profondeur, car les dépôts sont de haute énergie (maturité importante, stratifications entrecroisées). Lors du dépôt de la formation F, le milieu de sédimentation devait être plus calme (abondance de carbone et de pistes de vers, degré de maturité faible) peut-être néritique. Au sommet de cette formation, l'agitation de l'eau a dû être plus importante, on y trouve du grès, puis un horizon conglomératique avant le dépôt de la formation G, présentant des caractères similaires

(calclithites, oolithes) de haute énergie où se sont développés les Archéocyathides.

b) *Les transformations diagénétiques et métamorphiques :*

Les premières se marquent par l'introduction d'un ciment carbonaté qui corrode les grains de quartz, le phénomène inverse est aussi observé. Le ciment calcaire secondaire est important au contact des formations carbonatées, par exemple à la limite de F et G, il est absent dans la formation E. Il semble qu'il y ait eu une mise en solution des carbonates qui se seraient introduits entre les éléments détritiques des roches voisines, les corrodant parfois. Cette réaction est réversible, certains auteurs l'attribuent à une variation de Ph. Une recristallisation importante apparaît dans la majorité des roches, masquant leur aspect originel.

Les roches de cette région sont affectées par un métamorphisme qui, important près du pluton granitique (grenat et biotite), passe à une zone à muscovite, séricite et parfois chloritoïde partout ailleurs. On trouve parfois associées de l'illite bien cristallisée et de la chlorite que, selon Dunoyer de Segonzac (1970), caractérise l'anchi-métamorphisme.

La majorité de ce secteur est donc touchée par un métamorphisme souvent très faible, qui peut localement devenir élevé. Rien n'indique qu'il y ait eu plusieurs phases de métamorphisme.

IV. — ANALYSE STRUCTURALE ET TECTONIQUE

La région a été levée à partir de cartes au 1/250 000 agrandies et de photos aériennes. L'étude transversale dans les chaînes de Swannell et de Finlay. Les plis mégascopiques et les mésostructures seront étudiés à partir de diagrammes, leur chronologie sera envisagée.

1) Coupe structurale.

Le groupe Ingenika est fortement plissé et faillé, les plis sont d'amplitude décimétrique à hectométrique. La chaîne de Finlay est dans sa partie méridionale composée d'un large anticlinorium, ayant en son cœur la formation B, et plongeant vers le N-NW. Le bord occidental laisse apparaître les terrains plus récents jusqu'à la

formation G, le bord oriental ne laisse affleurer que la formation B.

Près du Mont Irish, c'est un synclinorium à cœur faillé et rempli par la formation G qui se poursuit jusqu'au Mont Finlay.

Un grand nombre de failles longitudinales verticales apparaissent à l'Ouest de la faille de Pelly ; près de la rivière Finlay, on trouve la formation Sifton (Crétacé terminal et/ou Tertiaire basal), accompagnée de lamprophyres qui la recoupent parfois (Gabrielse, 1972).

La coupe effectuée près de la rivière Russel (fig. 3 et 4) permet de cerner le style des plis qui ont un plan axial parfois fort déversé ; on observe alors sur certains sommets une pellicule de la formation D subhorizontale (fig. 4). La feuille de Pelly légèrement inclinée au Nord est verticale au Sud. Les formations au contact sont très plissotées lorsqu'elles sont pélitiques, peu affectées lorsqu'elles sont quartzitiques. La différence de compétence entre les couches va marquer les structures, leur géométrie générale liée à la présence des quartzites de la formation E qui affleurent en de vastes plis cylindriques et déterminent les points culminants de la région orientale.

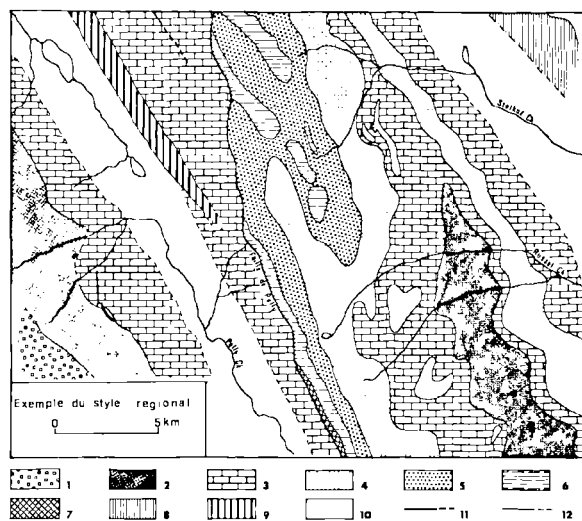


FIG. 3. — Un exemple du style régional.

1 : Formation A. — 2 : Formation B. — 3 : Formation C. — 4 : Formation D. — 5 : Formation E. — 6 : Formation F. — 7 : Formation G. — 8 : Formation Sifton. — 9 : Dyke. — 10 : Alluvions. — 11 : Faille définie, présumée. — 12 : Contours géologiques, définis, présumés.

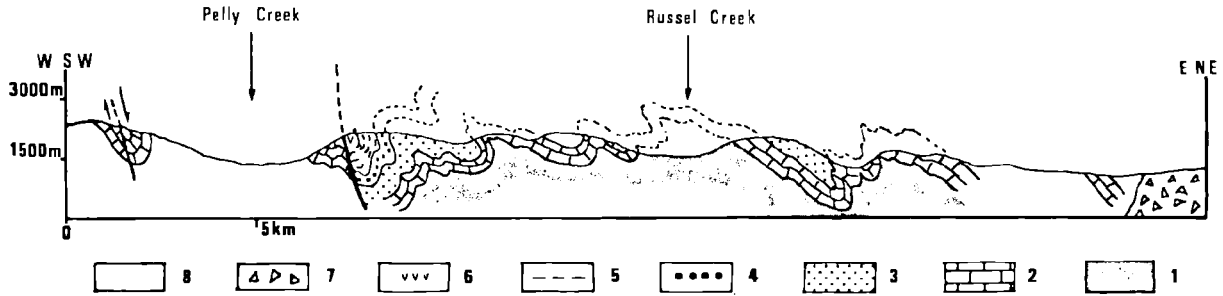


FIG. 4. — Coupe du chaînon de Swannel au bord du fossé des Rocheuses.

1 : Formation B. — 2 : Formation C. — 3 : Formation D. — 4 : Formation E. — 5 : Formation F. — 6 : Formation G. — 7 : Brèche volcanique. — 8 : Alluvions.

2) L'étude mégascopique (homoaxialité des plis).

L'étude repose sur un ensemble de diagrammes établis dans les différents domaines structuraux indiqués sur la fig. 2. Ces domaines ont été caractérisés comme suit : dans le chaînon de Fishing, un seul domaine est reconnu défini géographiquement et lithologiquement puisque la chaîne est constituée exclusivement de la formation A (domaine 1). Le long de la rivière Pelly, le domaine 2 est caractérisé par l'abondance de failles normales qui entraînent une faible homogénéité. Les autres domaines sont séparés les uns des autres par des vallées et structuralement homogènes.

Pour chacun de ces ensembles, les pôles des pendages (plus de mille) ont été reportés sur un canevas de Schmidt ; à titre d'exemple, ceux des domaines 4 et 5 sont indiqués (fig. 5). La guirlande ainsi construite présente une concentration plus importante sur l'un des flancs, l'axe de la guirlande coïncide avec la linéation b (327° N). La forme de cette guirlande indique des plis cylindriques homoaxiaux pour tous les domaines.

La faible dispersion de la guirlande est en partie due à la différence de compétence entre la formation C schisteuse et la formation D quartzitique, aussi pour le domaine 4 les pôles de ces formations ont été différenciés (fig. 5-2).

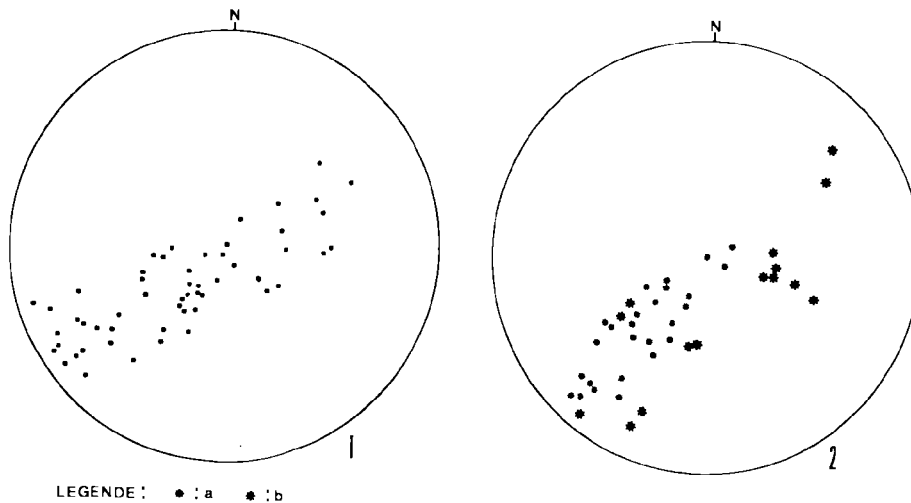


FIG. 5. — Répartition des pôles de stratification dans le domaine 5 (1) et le domaine 4 (2). Dans ce domaine, les pôles des formations D et E sont différenciés : a) pôle de la formation D ; b) pôle de la formation E.

3) L'étude des mésostructures.

Un grand nombre de mésostructures a été observé : plis de types divers, schistosités, linéations b et c, boudinages, fissures de tension, joints... Les plis dans les quartzites sont la conséquence d'une flexion et parfois d'un aplatissement, les phyllites présentent une schistosité de flux (plan d'aplatissement) qui est aussi un plan de glissement. Ce glissement provoque un clivage par pli-fracture et entraîne une formation de plis à charnière épaisse (Arthaud, 1970). La flexion des quartzites entraîne des fractures, des fissures de tension, des boudinages et des mullions. On observe aussi une schistosité de fracture dans les calcaires de la formation C, une reprise de celle-ci va entraîner la genèse de kinkbands.

Ces diverses déformations entraînent un certain nombre de linéations b : par intersection entre schistosité et stratification (quelquefois sous forme de mullions), par allongement de minéraux et surtout par des axes de microcrénulations. Ces linéations b, associées aux axes des microplis, sont reportées sur la fig. 6. On y note une concentration importante selon un axe de $145-325^\circ$. Les pôles des plans axiaux de la schistosité ont été reportés, ils accusent un déversement vers le SW, leur importante concentration indique qu'ils n'ont pour la plupart pas été replissés.

Cependant la formation calcaire C est affectée par une seconde phase de plissement ($\varphi 2$) ; près du Mont Irish, on observe que la schistosité de fracture possède des plans de rupture qui sont

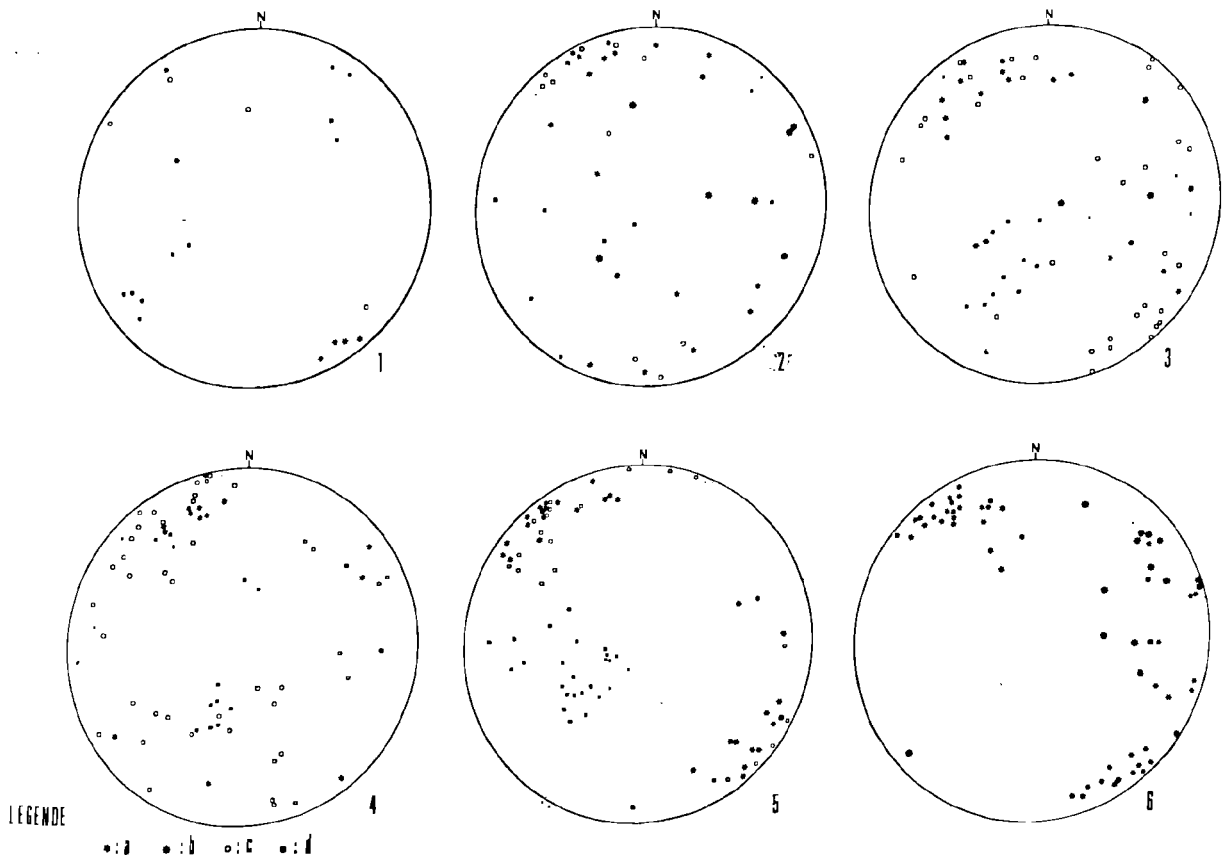


FIG. 6. — Répartition des différents éléments structuraux reportés sur un canevas de Schmidt.
 a : axe de micropli et linéation b. — b : axe de kink fold. — c : pôle de joint. — d : pôle de schistosité.
 (Les chiffres sous les diagrammes correspondent aux domaines définis sur la figure 2).

des axes de kink-fold, leur association entraîne des plis en chevrons qui semblent plus nombreux près des failles.

L'amplitude de ces plis varie de quelques centimètres au décimètre. Ils apparaissent aussi dans la formation D, les plans d'anisotropie sont alors les plans de stratification ; avec ces axes de plis, on trouve une linéation L_2 (fine crénulation de direction voisine. Des petits plis coaxiaux replissent aussi les plis d'axe F_1 . L'axe des kink fold et la fine crénulation ont été différenciés sur la fig. 6, ils se concentrent dans une direction orthogonale aux plis majeurs, il est vraisemblablement dû à un régime de contraintes différent.

La première phase de plissement correspond aux plis majeurs cylindriques d'axe NW, associée à la schistosité de flux. Un plissement mineur affecte ensuite les formations qui possèdent un litage fin (tectonique ou stratigraphique), il est sensiblement perpendiculaire au premier. Les pôles des joints semblent être concentrés eux aussi selon l'axe des plis majeurs (plan b-c) ou perpendiculaires (plan a-c), ils correspondent à un comportement cassant du matériau (sûrement tardif).

4) Les failles.

Les failles longitudinales normales ont joué un rôle capital dans cette région et c'est peut-être à celle-ci qu'il faut associer la seconde phase de plissement.

Comme nous l'avons remarqué dans la première partie de la note, les différentes formations affleurent sur une longue bande N-S (près de 1 000 km) sans montrer de grandes variations. C'est vers la terminaison de ces failles, si elles ont un déplacement horizontal, qu'il sera possible de trouver des différences lithologiques. Gabrielse (1972) décrit au Nord, sur la plateforme de Cassiar, que des dépôts détritiques et des carbonates de part et d'autre du Fossé des Rocheuses ont la même polarité, mais sont séparés par un bassin de shales. Il pense que "la plateforme de Cassiar est allochtone, ayant atteint sa position actuelle par le moyen de mouvements majeurs transcourants, le long d'une faille coïncidant avec la partie septentrionale du Fossé des Rocheuses". Plus au Nord, Templeman-Kluit (1972) a mis en évidence un déplacement latéral de 400 km des formations situées de part et d'autre du fossé de Tintina. Ces mouvements latéraux sont attribués au Crétacé moyen et peut-être au Tertiaire.

La direction des plis F_2 , quasiment perpendiculaires aux failles, est peut-être à relier à un

mouvement de ce type ou encore aux failles d'effondrement tardives, mais la direction de ces plis serait alors plus difficile à expliquer. Ces failles normales apparaissent très nombreuses à l'Ouest du Mont Irish et dans la vallée de la Finlay au Nord du Mont Bennett. Les failles transverses, elles, semblent assez rares, quelques-unes ont été mises en évidence près du Lac de Pelly.

V. — CONCLUSIONS STRUCTURALES

L'étude tectonique de cette région montre une homoaxialité des plis cylindriques au cours d'une phase majeure ($\varphi 1$), qui possèdent une schistosité déversée vers le SW. Une phase mineure ($\varphi 2$) postérieure affecte cette région ; elle se marque par de rares microplis, par des kink-folds et une crénulation fine, elle a une direction sensiblement perpendiculaire à la première phase. Cette seconde phase est peut-être à relier aux failles longitudinales qui sont transcourantes plus au Nord, le déplacement des blocs le long de ces failles provoquant dans un matériel déjà induré les kink-folds en majorité déversés vers le NNW. Ces failles ont peut-être ensuite déterminé la position du Fossé des Rocheuses (Gabrielse, 1972).

Si des âges ont été avancés pour ces différents mouvements dans le Yukon où des formations s'étageant du Protérozoïque au Tertiaire affleurent, il n'en est pas de même dans ce secteur qui, du Fossé des Rocheuses au pluton granitique, ne laisse apparaître que du Précambrien et du Cambrien inférieur, à cette latitude ce sont les formations de cet âge les plus occidentales. L'âge des déformations trouvera peut-être sa solution avec des études sur les formations plus récentes situées à l'Ouest du secteur étudié. Il est remarquable que cet ensemble Précambrien-Paléozoïque inférieur ait subi une continuité dans le régime des contraintes majeures. Cette région a connu de longues périodes de quiescence interrompues par des épisodes de déformations coaxiales, troublées par une phase mineure peut-être liée aux failles.

Ce secteur, situé sur le bord du craton canadien, entre deux complexes fortement métamorphisés (Cassiar au Nord, Wolverine au Sud), montre paradoxalement que les phases tectoniques ont engendré des structures homoaxiales. C'est une région clé pour la compréhension de la chaîne cristalline orientale.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARTHAUD F. (1970). — Etude tectonique et micro-tectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et de l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). *Pub. Univ. Sc. et Techn. du Languedoc*.
- 2) CAMPBELL R.B. (1963). — Quesnel Lake (east half) British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Map. 1-1963.
- 3) CAMPBELL R.B. (1968). — Mc Bride Map area British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Paper 68-1 Part. A, p. 14-19.
- 4) CAMPBELL R.B. (1970). — Structural and Metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia. *In Structure of the Southern Canadian Cordillera*. Ed. by J.O. Wheeler - Special paper, n° 6. *Geol. Association of Canada*, p. 67-70.
- 5) CORRENS W. (1950). — Zur Geochemie der Diagenese. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1, p. 49-54.
- 6) DAPPLES E.C. (1967). — Diagenesis of Sandstones in diagenesis in sediments, p. 91-125. Elsevier.
- 7) DOUGLAS et al. (1970). — Geology and Economic Minerals of Canada. *Geol. Surv. Can. Economic Geology. Rept.* 1.
- 8) DUNOYER DE SEGONZAC (1970). — The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism : a review. *Sediment.*, V. 15, p. 281-346.
- 9) FOLK R.L. (1965). — Recrystallisation in ancient Limestones in Dolomitisation and limestone diagenesis. *S.E.P.M.*, Spec. Pub., n° 13, p. 14-18.
- 10) GABRIELSE H. (1963). — Mac Dame map area. Cassiar District. British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 319, 138 p.
- 11) GABRIELSE H. (1971). — Operation Finlay ; in Report of Activities, April to October 1970, *Geol. Surv. Can.*, Paper 71-1, Part. A, p. 23-26.
- 12) GABRIELSE H. (1972). — Operation Finlay ; in Report of Activities. *Geol. Surv. Can.*, Paper 72-1, Part. A, p. 26-29.
- 13) GABRIELSE H. (1972). — Sedimentary facies and Northern Rocky Mountain Trench. *Geol. Surv. Can.*, Abstracts, p. 15.
- 14) MC CONNEL (1895). — Report on the exploration of the Finlay and Omineca Rivers. *Geol. Surv. Can. Ann. lept.* 1894 pt. C.
- 15) MANSY J.L. (1970). — Etude géologique d'un secteur des Monts Cariboo. Le Black Stuart Synclinorium. B.C. Canada. *Thèse de 3^{me} cycle*, non publiée, 129 p., Université de Lille.
- 16) MANSY J.L. (1971). — The Ingenika group. *In Report of Activities, Part A, April to October 1970. Geol. Surv. Can.*, paper 71-1, Pt. A, p. 26-28.
- 17) MANSY J.L. (1972). — Stratigraphy and Structure of the Ingenika group in Finlay and Swannel Ranges in Report of Activities, Part A, April to Octobre 1971. *Geol. Surv. Can.*, paper 72-1, Pt. A, p. 29-32.
- 18) MANSY J.L. et CAMPBELL R.B. (1970). — Stratigraphy and Structure of the Black Stuart Synclinorium. Quesnel Lake Map area, British Columbia. *In Report of Activities : April to October 1969. Geol. Surv. Can.*, paper 70-1, p. 38-41.
- 19) ROOTS E.F. (1954). — Geology and Mineral deposits of Aiken Lake Map area. British Columbia. *Geol. Surv. Can.*, Mem. 274.
- 20) SPRY A. (1969). — Metamorphic Textures. Pergamon Press, 350 p.
- 21) TEMPLEMAN-KLUIT D. (1972). — Evidence for Timing and Magnitude of Movement along Tintina Trench. *Geol. Ass. Can.*, Abstracts, p. 39.
- 22) WALKER Th. (1962). — Reversible nature of chert-carbonate displacement in Sedimentary rocks. *Bull. Soc. Geol.*, Am. 73, p. 237-242.

TABLE DES MATIÈRES

1972

TABLE DES MATIERES

Activité de la Société

Elections pour le renouvellement du Conseil d'Administration, p. 3.

Réunion extraordinaire de la Société du 11 Juin 1972, p. 54.

Elections de nouveaux membres, p. 3, 6, 53, 103, 179.

Séances ordinaires de la Société : 2 Février 1972, p. 4 ; 1^{er} Mars 1972, p. 6 ; 12 Avril 1972, p. 7 ;
3 Mai 1972, p. 53 ; 7 juin 1972, p. 53 ; 4 Octobre 1972, p. 103 ; 8 Novembre 1972, p. 179 ;
6 Décembre 1972, p. 179.

Assemblée générale : 5 Janvier 1972, p. 3.

Nécrologie

M. Edmond FRIEDEL, p. 179.

M. Charles CHARTIEZ, p. 179.

Présentation d'ouvrages

Feuille de Roisin-Erquennes au 1/25 000°, p. 7.

Discours

M^{lle} D. BRICE, p. 4.

M. G. SOULIEZ, p. 5.

Excursion de la Société

Compte rendu de l'excursion extraordinaire du 11 Juin 1972, p. 54.

Stratigraphie

Paule CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA. — Sur la découverte de deux fossiles dans le Carbonifère de São Pedro da Cova (Portugal), p. 9.

A.F. DE LAPPARENT et M. LYS. — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhehan, Afghanistan septentrional), p. 13.

P. TSOFLIAS. — Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaique et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce), p. 23.

- S. LOBOZIAK. — Contribution à la connaissance du Westphalien inférieur : les mégaspores de la bowette Sud à 248 de la fosse St Mark de l'unité de production de Valenciennes des H.B.N.P.C., p. 41.
- M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET. — La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie), p. 117.
- P. BROQUET et G. MASCLE. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale), p. 139.
- B. CLÉMENT. — Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Gérénées (Grèce continentale), p. 171.
- G. MATHIEU. — Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Mauges et du Bocage vendéen (France), p. 181.
- J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Loeride, Grèce continentale), p. 213.
- J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux hadryniens et cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, chaîne de Finlay, Colombie britannique), p. 231.

Tectonique

- A.F. DE LAPPARENT et M. LYS. — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhchan, Afghanistan septentrional), p. 13.
- P. TSOFLIAS. — Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce), p. 23.
- Ch. DUPUIS. — Relations entre les grands ensembles structuraux du complexe granitique de Ploumanach - Ile Grande (Côtes du Nord), leur radioactivité et leur thermoluminescence naturelle, p. 29.
- P. BROQUET et G. MASCLE. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale), p. 139.
- B. CLÉMENT. — Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Gérénées (Grèce continentale), p. 171.
- J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Loeride, Grèce continentale), p. 213.
- J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux hadryniens et cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, chaîne de Finlay, Colombie britannique), p. 231.

Hydrogéologie

- J. MANIA. — Hydrogéologie des sables landéniens en Flandres franco-belges, p. 55.

Pétrographie

- Ch. DUPUIS. — Relations entre les grands ensembles structuraux du complexe granitique de Ploumanach - Ile Grande (Côtes du Nord), leur radioactivité et leur thermoluminescence naturelle, p. 29.
- B. ALPERN et H. RAKOTOARIVELO. — Etude pétrographique du bassin houiller malgache, p. 67.
- M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique d'une kata-impsonite (ou cata-bituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon, p. 221.

Paléontologie

- Paule, CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA. — Sur la découverte de deux fossiles dans le Carbonifère de São Pedro da Cova (Portugal), p. 9.
- S. LOBOZIAK. — Contribution à la connaissance du Westphalien inférieur : les mégaspores de la bowette Sud à 248 de la fosse St Mark de l'unité de production de Valenciennes des H.B.N.P.C., p. 41.
- Ph. MARIN. — Découverte d'une zone à *Paraspirifer cultrijugatus* et *Alatiformia alatiformis* (Brachiopodes *Spiriferida*) dans la partie nord-occidentale du Massif paléozoïque de Montalbán (Teruel, Espagne), p. 75.
- C. BABIN et M. MELOU. — Mollusques Bivalves et Brachiopodes des "schistes de Raguenez" (Ordovicien supérieur du Finistère) ; conséquences stratigraphiques et paléobiogéographiques, p. 79.
- L. BEAUVAIS. — Trois espèces nouvelles de Madréporaires de l'Oxfordien supérieur de Grèce continentale (Province de Béotie), p. 95.
- H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT. — Les Ammonoïdés du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central), p. 105.
- F. LETHIERS. — Ostracodes famenniens dans l'Ouest du Bassin de Dinant (Ardenne), p. 155.
- Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX. — Découverte d'une flore néocomienne dans les "grès supérieurs" de Bokor (Cambodge méridional), p. 199.

Terrains Primaires

- Paule CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA. — Sur la découverte de deux fossiles dans le Carbonifère de São Pedro da Cova (Portugal), p. 9.
- A.F. DE LAPPARENT et M. LYS. — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhchan, Afghanistan septentrional), p. 13.
- S. LOBOZIAK. — Contribution à la connaissance du Westphalien inférieur : les mégaspores de la bowette Sud à 248 de la fosse St Mark de l'unité de production de Valenciennes des H.B.N.P.C., p. 41.
- B. ALPERN et H. RAKOTOARIVELO. — Etude pétrographique du bassin houiller malgache, p. 67.
- Ph. MARIN. — Découverte d'une zone à *Paraspirifer cultrijugatus* et *Alatiformia alatiformis* (Brachiopodes *Spiriferida*) dans la partie nord-occidentale du Massif paléozoïque de Montalbán (Teruel, Espagne), p. 75.
- C. BABIN et M. MELOU. — Mollusques Bivalves et Brachiopodes des "schistes de Raguenez" (Ordovicien supérieur du Finistère) ; conséquences stratigraphiques et paléobiogéographiques, p. 79.
- H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT. — Les Ammonoïdés du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central), p. 105.
- M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET. — La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie), p. 117.
- F. LETHIERS. — Ostracodes famenniens dans l'Ouest du Bassin de Dinant (Ardenne), p. 155.

- G. MATHIEU. — Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Mauges et du Bocage vendéen (France), p. 181.
- M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique d'une kata-impsonite (ou cata-bituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon, p. 221.

Terrains Secondaires

- A.F. DE LAPPARENT et M. LYS. — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhehan, Afghanistan septentrional), p. 13.
- P. TSOFLIAS. — Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce), p. 23.
- L. BEAUVAIS. — Trois espèces nouvelles de Madréporaires de l'Oxfordien supérieur de Grèce continentale (Province de Béotie), p. 95.
- P. BROQUET et G. MASCLE. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale), p. 139.
- B. CLÉMENT. — Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Gérénées (Grèce continentale), p. 171.
- Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX. — Découverte d'une flore néocomienne dans les "grès supérieurs" de Bokor (Cambodge méridional), p. 199.
- J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale), p. 213.
- J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux hadryniens et cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, chaîne de Finlay, Colombie britannique), p. 231.

Terrains Tertiaires et Quaternaires

- J. MANIA. — Hydrogéologie des sables landéniens en Flandres franco-belges, p. 55.
- P. BROQUET et G. MASCLE. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale), p. 139.
- J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale), p. 213.
- J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux hadryniens et cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, chaîne de Finlay, Colombie britannique), p. 231.



TABLE DES PLANCHES

- Pl. I. — Végétaux fossiles du Carbonifère portugais (note de Paule CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA, p. 12).
- Pl. II. — Microfaune permienne de la région de Khwahan (note de A.F. DE LAPPARENT et M. LYS, p. 22).
- Pl. III. — Microfaune permienne de la région de Khwahan (note de A.F. DE LAPPARENT et M. LYS, p. 22).
- Pl. IV. — Mégaspores du Westphalien inférieur (H.B.N.P.C.) (note de S. LOBOZIAK, p. 46).
- Pl. V. — Etude pétrographique de houilles malgaches (note de B. ALPERN et H. RAKOTOARIVELO, p. 74).
- Pl. VI. — Etude pétrographique de houilles malgaches (note de B. ALPERN et H. RAKOTOARIVELO, p. 74).
- Pl. VII. — Mollusques bivalves de l'Ordovicien supérieur du Finistère (note de Cl. BABIN et M. MELOU, p. 94).
- Pl. VIII. — Mollusques bivalves de l'Ordovicien supérieur du Finistère (note de Cl. BABIN et M. MELOU, p. 94).
- Pl. IX. — Brachiopodes bivalves de l'Ordovicien supérieur du Finistère (note de Cl. BABIN et M. MELOU, p. 94).
- Pl. X. — Brachiopodes bivalves de l'Ordovicien supérieur du Finistère (note de Cl. BABIN et M. MELOU, p. 94).
- Pl. XI. — Madréporaires de l'Oxfordien supérieur de Grèce (note de L. BEAUVAIS, p. 98).
- Pl. XII. — Madréporaires de l'Oxfordien supérieur de Grèce (note de L. BEAUVAIS, p. 98).
- Pl. XIII. — Ammonoïdés du Permien de l'Afghanistan central (note de H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 116).
- Pl. XIV. — Ammonoïdés du Permien de l'Afghanistan central (note de H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 116).
- Pl. XV. — Ammonoïdés du Permien de l'Afghanistan central (note de H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 116).
- Pl. XVI. — Ammonoïdés du Permien de l'Afghanistan central (note de H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 116).
- Pl. XVII. — Ammonoïdés du Permien de l'Afghanistan central (note de H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 116).
- Pl. XVIII. — Trilobites du Caradocien de Normandie (note de M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 138).
- Pl. XIX. — Ostracodes du Caradocien de Normandie (note de M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 138).

- Pl. XX. — Ostracodes du Caradocien de Normandie (note de M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 138).
- Pl. XXI. — Chitinozoaires du Caradocien de Normandie (note de M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 138).
- Pl. XXII. — Chitinozoaires du Caradocien de Normandie (note de M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 138).
- Pl. XXIII. — Ostracodes famenniens de l'Ouest du Bassin de Dinant (note de F. LETHIERS, p. 168).
- Pl. XXIV. — Ostracodes famenniens de l'Ouest du Bassin de Dinant (note de F. LETHIERS, p. 168).
- Pl. XXV. — Ostracodes famenniens de l'Ouest du Bassin de Dinant (note de F. LETHIERS, p. 168).
- Pl. XXVI. — Végétaux néocomiens du Cambodge (note de Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX, p. 212).
- Pl. XXVII. — Végétaux néocomiens du Cambodge (note de Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX, p. 212).
- Pl. XXVIII. — Végétaux néocomiens du Cambodge (note de Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX, p. 212).
- Pl. XXIX. — Etude pétrographique d'un charbon du Gabon (note de M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX, p. 230).
- Pl. XXX. — Etude pétrographique d'un charbon du Gabon (note de M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX, p. 230).
- Pl. XXXI. — Etude pétrographique d'un charbon du Gabon (note de M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX, p. 230).
-

TABLE ALPHABETIQUE DES AUTEURS

- B. ALPERN et H. RAKOTOARIVELO. — Etude pétrographique du bassin houiller malgache, p. 67.
- C. BABIN et M. MELOU. — Mollusques Bivalves et Brachiopodes des "schistes de Raguenez" (Ordovicien supérieur du Finistère) ; conséquences stratigraphiques et paléobiogéographiques, p. 79.
- L. BEAUVAIS. — Trois espèces nouvelles de Madréporaires de l'Oxfordien supérieur de Grèce continentale (Province de Béotie), p. 95.
- M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique d'une kata-impsonite (ou cata-bituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon, p. 221.
- P. BROQUET et G. MASCLE. — Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale), p. 139.
- B. CLÉMENT. — Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Gérénées (Grèce continentale), p. 171.
- Paule CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA. — Sur la découverte de deux fossiles dans le Carbonifère de São Pedro da Cova (Portugal), p. 9.
- Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX. — Découverte d'une flore néocomienne dans les "grès supérieurs" de Bokor (Cambodge méridional), p. 199.
- J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale), p. 213.
- R. DESPARMET. — Voir H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 105.
- Ch. DESREUMAUX. — Voir Paule CORSIN et Ch. DESREUMAUX, p. 199.
- Ch. DUPUIS. — Relations entre les grands ensembles structuraux du complexe granitique de Ploumanach-Ile Grande (Côtes du Nord), leur radioactivité et leur thermoluminescence naturelle, p. 29.
- J.L. HENRY. — Voir M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET, p. 117.
- J. HURTRELLE, E. MONCHY et A. TUFFREAU. — Le gisement paléolithique ancien de Beaumetz-les-Loges (Pas-de-Calais), p. 147.
- A.F. DE LAPPARENT et M. LYS. — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhchan, Afghanistan septentrional), p. 13.
- M.J. LEMOS DE SOUSA. — Voir Paule CORSIN et M.J. LEMOS DE SOUSA, p. 9.
- F. LETHIERS. — Ostracodes famenniens dans l'Ouest du Bassin de Dinant (Ardenne), p. 155.
- S. LOBOZIĄK. — Contribution à la connaissance du Westphalien inférieur : les mégaspores de la bowette Sud à 248 de la fosse St Mark de l'unité de production de Valenciennes des H.B.N.P.C., p. 41.
- M. LYS. — Voir A.F. DE LAPPARENT et M. LYS, p. 13.
- M.-Th. MACKOWSKY. — Voir M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX, p. 221.
- J. MANIA. — Hydrogéologie des sables landéniens en Flandres franco-belges, p. 55.

- J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux hadryniens et cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, chaîne de Finlay, Colombie britannique), p. 231.
- Ph. MARIN. — Découverte d'une zone à *Paraspirifer cultrijugatus* et *Alatiformia alatiformis* (Brachiopodes *Spiriferida*) dans la partie nord-occidentale du Massif paléozoïque de Montalbán (Teruel, Espagne), p. 75.
- G. MASCLE. — Voir P. BROQUET et G. MASCLE, p. 139.
- G. MATHIEU. — Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Mauges et du Bocage vendéen (France), p. 181.
- M. MELOU. — Voir C. BABIN et M. MELOU, p. 79.
- E. MÉRIAUX. — Voir M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX, p. 221.
- E. MONCHY. — Voir J. HURTRELLE, E. MONCHY et A. TUFFREAU, p. 147.
- C. MONTENAT. — Voir H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 105.
- J. NION. — Voir M. ROBARDET, p. 117.
- F. PARIS. — Voir M. ROBARDET, p. 117.
- J. PILLET. — Voir M. ROBARDET, p. 117.
- H. RAKOTOARIVÉLO. — Voir B. ALPERN, p. 67.
- M. ROBARDET, J.L. HENRY, J. NION, F. PARIS et J. PILLET. — La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie), p. 117.
- H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT. — Les Ammonoïdés du Permien (Kubergandien) de Tezak (Afghanistan central), p. 105.
- G. TERMIER. — Voir H. TERMIER, G. TERMIER, R. DESPARMET et C. MONTENAT, p. 105.
- A. TUFFREAU. — Voir J. HURTRELLE, E. MONCHY et A. TUFFREAU, p. 147.
- P. TSOFLIAS. — Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce), p. 23.
-

EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France — 75700 PARIS

C. C. P. PARIS 9061-11

Tél. : 555.26.70

COMITE FRANÇAIS DE STRATIGRAPHIE

LES STRATOTYPES FRANÇAIS

Volume II

**CONTRIBUTION
A L'ÉTUDE DU SÉNONIEN
EN AQUITAINE SEPTENTRIONALE**

SES STRATOTYPES :

CONIACIEN — SANTONIEN — CAMPANIEN

par

Micheline SERONIE-VIVIEN

Ouvrage 21 x 27 - 196 pages - 3 tableaux dont 1 dépliant

17 planches et 50 figures in-texte

PRIX : 59,90 F.

Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie

ORSAY, Septembre 1970

MEMOIRE DU B.R.G.M., 2 volumes, 1050 pages

Prix de vente en France : **248,80 F.**

Ce colloque est dû à l'initiative du Comité Français de Stratigraphie. En constatant l'existence de profondes disparités dans les méthodes d'évaluation des temps géologiques, dans l'établissement des coupures stratigraphiques et dans l'utilisation des critères de corrélations lors des divers congrès de stratigraphie, le Comité a préconisé l'organisation d'une confrontation sur les méthodes et tendances nouvelles de la stratigraphie.

La nouveauté et l'opportunité de ce colloque ont été confirmées par le lancement récent, sous l'égide de l'UNESCO et de l'Union internationale des Sciences géologiques, du programme international de corrélations géologiques. Par cet ouvrage, la France a sans doute été le premier pays à apporter sa contribution à ce programme.

L'ensemble des articles (97 communications) peut être schématiquement divisé en deux :

- les méthodes biostratigraphiques basées sur l'évolution d'organismes vivants,
- les méthodes lithostratigraphiques, au sens large, qui reposent plus particulièrement sur certaines propriétés de quelques minéraux ou sur différents phénomènes de sédimentation.

Pour chaque chapitre, pour chaque méthode, un animateur présente une synthèse des travaux exposés.

Cet ouvrage fait ressortir le constant élargissement de la gamme des méthodes qui servent à bâtir la stratigraphie et l'effacement des barrières entre les spécialistes des différentes méthodes.

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.	120,00 F.
MÉMOIRE N° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882.	92,00 F
MÉMOIRE N° 3. - ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882.	12,00 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 Verneuilii</i> (se vend séparément) 1894	31,00 F.
MÉMOIRE N° 2. - L. CAYEUX, <i>Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires</i> .	épuisé
Tome V. — M. LERICHE, <i>Contribution à l'étude des Poissons fossiles du Nord de la France et des régions voisines</i> , 1906.	épuisé
Tome VI :	
MÉMOIRE N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de Vadelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907	20,00 F
MÉMOIRE N° 2. - J. GOSSELET, CH. BARROIS, M. LERICHE, A. CRÉPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fascicule 1	épuisé
Fascicule 2	78,00 F
MÉMOIRE N° 3. - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909.	épuisé
Tome VII :	
MÉMOIRE N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911	36 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.	65,00 F.
Tome IX :	
MÉMOIRE N° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925.	épuisé
MÉMOIRE N° 2. - DOM GRÉGOIRE FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élastombranches du marbre noir de Denée</i> , 1926.	58,00 F.
Tome X :	
MÉMOIRE N° 1. - A. CARPENTIER, <i>La flore wealdienne de Féron-Glayeon (Nord)</i> , 1927.	épuisé
MÉMOIRE N° 2. - J.W. LAVERDIÈRE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931.	84,00 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. — M ^{lle} D. LE MAÎTRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934.	109,00 F.
Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZÉ-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963.	110,00 F
Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966.	52,00 F.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I. — Terrains primaires (textes et planches)	épuisés
Fascicule II. — Terrains secondaires >	épuisés
Fascicule III. — Terrains tertiaires >	épuisés
Fascicule IV. — Terrains quaternaires >	16,00 F.
<hr style="width: 20%; margin: 10px auto;"/>	
<i>Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000^e</i> (par MM. J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI)	26,00 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 XCII

4^{me} trimestre

	Pages
G. MATHIEU. — Contribution à la connaissance des terrains anciens de la région de la Gâtine, des Manges et du Bocage vendéen (France)	181
Paule CORSIN et C. DESREUMAUX. — Découverte d'une flore néocomienne dans les "grès supérieurs" de Bokor (Cambodge méridional)	199
J.M. DÉGARDIN. — Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale)	213
M. BOUMA, M.-Th. MACKOWSKY et E. MÉRIAUX. — Etude pétrographique d'une kata-impsonite (ou cata-bituminite anisotrope) du Francevillien du Gabon	221
J.L. MANSY. — Etude sédimentologique et structurale des niveaux Hadryniens et Cambriens dans un secteur de la chaîne cristalline orientale (Cordillère canadienne, Chaîne de Finlay, Colombie britannique)	231