

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

ANNALES

Tome XCVI

1976

*3<sup>me</sup> trimestre*

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

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

## Extraits des Statuts

### Article 2.

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

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

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

### Article 5.

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

## Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

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

## Avertissement

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

## Tirages à part

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

## Cotisations et Abonnements (à la date du 1<sup>er</sup>-1-1977)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT
FRANCE et BÉNELUX	Personnes physiques (2) .....	15,00 F	70,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques .....	15,00 F	75,00 F

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

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

## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

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

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

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

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

ANNALES

Tome XCVI

1976

*3<sup>me</sup> trimestre*

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

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1976 —

<i>Président d'Honneur</i> .....	M. G. WATERLOT
<i>Président</i> .....	M. l'Abbé HEDDEBAUT
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. M. WATERLOT
<i>Vice-Présidents</i> .....	M. P. CELET M. G. SOULIEZ
<i>Secrétaire</i> .....	M. J.J. FLEURY
<i>Secrétaire-Adjoint</i> .....	M. F. LETHIERS
<i>Déléguée aux Publications</i> ....	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Trésorier</i> .....	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i> .....	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i> .....	M. A. DALINVAL M. J. PAQUET M. J. SOMMÉ M. I. GODFRIAUX M. CI. DEZOBRY M. J. DERCOURT



**A N N A L E S**  
**D E L A**  
**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD**

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

---

**Secrétariat : Société Géologique du Nord**  
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq  
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5.247

---

---

**Compte rendu de l'activité de la Société**

**SEANCE ORDINAIRE DU 6 MAI 1976**

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

---

Monsieur le Président ouvre la séance en procédant à l'élection d'un nouveau membre. Il s'agit de :

M. CARBONNEL Jean-Pierre, Laboratoire de Géologie dynamique, Université de Paris VI, 4, Place Jussieu à 75230 Paris Cedex 05, présenté par M<sup>lle</sup> D. Brice et M. l'Abbé Heddebaut.

Puis il donne la parole à M. J. FERRIERE qui présente oralement la communication suivante : « Sur la signification des séries du Massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque » (\*).

**Communication écrite**

D. BOULANGER et J. QUEMENEUR. — Etude stratigraphique et sédimentologique du Muschelkalk en Aquitaine méridionale.

**SEANCE ORDINAIRE DU 10 JUIN 1976**

Présidence de M. l'Abbé HEDDEBAUT, Président

---

Après avoir fait procéder à l'élection d'un nouveau membre :

M. FARSAN Mohammed, Professeur à l'Université de Kabul (Afghanistan), présenté par M<sup>lle</sup> Brice et M. l'Abbé Heddebaut,

Monsieur le Président donne la parole à M. C. MONTENAT qui présente les derniers résultats de la campagne effectuée en Oman avec M. A.F. de LAPPARENT.

---

(\*) Note parue dans le 2<sup>e</sup> fascicule du Tome XCVI.

**Communications orales**

- C. MONTENAT, † A.F. de LAPPARENT, M. LYS, H. et G. TERMIER et D. VACHARD. — La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Péninsule Arabique).
- F. AMEDRO et J. MANIA. — L'Aptien du Boulonnais.

**Communications écrites**

- M. LYS et P. LÉBOULENGER. — Témoins micropaléontologiques du Carbonifère moyen (Moscovien) de l'île de Rhodes (Grèce) (\*).
- H. MAILLOT et P. DEBRABANT. — A propos des critères essentiels ordonnant la composition chimique des nodules océaniques polymétalliques.
- C. BROUSMICHE. — Précisions sur les organes reproducteurs de *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim).
- B. HOYEZ et L. LE RIBAUT. — Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès numidiens tyrrhéniens et de grès glauconieux de Sicile centro-occidentale.
- A. BLONDEAU et J.P. CARBONNEL. — Géologie et paléontologie des abords de la faille de Chamaa et de la région de Kergana (Afghanistan) (\*).
- D. BRICE et M. FARSAN. — Nouvelles espèces de Brachiopodes dans le Dévonien supérieur de Robot-e-Paï (Afghanistan). Découverte des genres *Ladogia* Nalivkin, 1941 et *Eoparaphorhynchus* Sartenaer, 1961 (Rhynchonellida).
- L. COUREL, P. FEUILLEE, F. SEDDOH, J.M. STORZ et P. VETTER. — Données sédimentologiques et pétrographiques sur le Houiller de La Machine (Nièvre). Importance de la diagénèse.

---

Communication insérée dans un prochain fascicule.

## Essai d'interprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoïque en tant que bassin marginal

par Pierre CHOTIN (\*)

*Sommaire.* — L'auteur présente l'évolution du paléo-bassin marginal andin au cours de l'ère mésozoïque à la lumière des connaissances sur les systèmes d'arcs péripacifiques qu'il compare au système andin qui comprend : une zone de subduction, un arc frontal et sa chaîne volcanique, un bassin marginal. Les conséquences tectoniques sont brièvement esquissées et l'originalité de ce système mise en évidence.

*Resumen.* — El autor presenta la evolución de la paleo-cuenca marginal andina durante la era mesozoica, a la luz del conocimiento de los sistemas de arcos peri-pacíficos que el autor compara al sistema andino comprendiendo : una zona de subducción, un arco frontal y su cadena volcánica, una cuenca marginal. Las consecuencias tectónicas están esbozadas y la originalidad de este sistema puesta en evidencia.

*Summary.* — The author presents the evolution of the marginal andean paleo-basin during the Mesozoic, comparatively with the knowledge of the peripacific arc systems. The andean system possesses : a subduction zone, a frontal arc and his volcanic chain, a marginal basin. The tectonic consequences are sketched and the originality of that system is shown.

### I. — SYSTEME D'ARC ANDIN

Au cours du cycle andin (Mésozoïque et Cénozoïque), les Andes méridionales du Chili et de l'Argentine se caractérisent par :

1) la présence dans les zones internes (W) (\*\*), d'un magmatisme calco-alcalin pré- et post-orogénique ;

2) par l'existence, dans les zones externes (E), d'un bassin sédimentaire, le Bassin Andin aux séries essentiellement terrigènes ;

3) par l'absence de séries volcaniques paléo-océaniques ;

---

(\*) Département de Géologie Structurale, Tectonique comparée, Université de Paris VI, 4, place Jussieu, 75230 Paris.

(\*\*) Le bassin andin comprend et oppose (1) une zone interne (occidentale) caractérisée par ses faciès volcanogènes, sa tendance à l'orogénèse précoce, ses granitisations, son métamorphisme d'enfouissement et (2) un bord interne (oriental) caractérisé par ses faciès sédimentaires non volcanogènes, la concordance des terrains du Trias au Crétacé moyen, l'absence de toute granitisation.

Note déposée le 5 Avril 1976.

4) par leur position intracontinentale sur la bordure occidentale du craton sud-américain, entre un avant-pays oriental cratonique et une dorsale de socle occidentale (Terre de Concepcion : Cecioni, 1970 ; Dorsale de Chubut : Aubouin et *al.*, 1973 ; Chotin, 1975). Elles s'opposent ainsi aux Andes septentrionales de l'Equateur et de la Colombie et aux Andes de Magellan (Aubouin et Borrello, 1966 ; Cecioni, 1970 ; Butterlin, 1973 ; Vicente, 1974 ; Chotin, 1975). Dans les Andes de Magellan, il a été montré que leur évolution a été marquée par l'ouverture, au Crétacé, d'un bassin marginal à plancher océanique, séparant la chaîne volcanique andésitique occidentale du continent sud-américain stable (Dalziel et *al.*, 1974).

On peut essayer d'interpréter l'évolution mésozoïque et cénozoïque des Andes méridionales à la lumière des idées sur les marges continentales actives péripacifiques et par comparaison aux schémas structuraux des systèmes d'arcs (insulaires) tels qu'ils ont été définis par Karig (1971, 1974) ainsi que par Karig et Sharman (1975).

Le système d'arc de type pacifique comprend, de l'océan vers le continent :

— un espace fossé-arc ou zone de subduction proprement dite au niveau duquel se formerait le "prisme d'accrétion" dont les sédiments seraient déformés et soumis à un métamorphisme de haute pression ; la discontinuité de la pente supérieure (upper slope) marque la limite externe de l'arc volcanique ;

— l'arc volcanique, composé de l'arc frontal proprement dit et de la chaîne volcanique interne, est la zone où règnent des conditions de haute température et basse pression ; elle est le siège, dans sa partie interne (sens géophysique), d'un pluto-volcanisme important ;

— le bassin marginal, zone d'extension située entre l'arc volcanique et le continent dans laquelle existent des sections d'arcs détachées de l'arc principal, séparant ainsi un bassin marginal actif d'un bassin marginal inactif (continental).

On peut concevoir un profil du système andin méridional au Mésozoïque représenté par le schéma suivant (fig. 1).

La paléo-marge active andine comprendrait :

#### A) L'arc volcanique.

L'arc volcanique est de direction N-S (direction qui semblait déjà acquise par les volcanites triasiques) à substrat continental. C'était une zone (Dorsale de Chubut) soumise à l'effet d'un flux thermique élevé provoquant un pluto-volcanisme et des bombements, et dont le front volcanique s'est nettement individualisé à partir du Trias supérieur.

Au Carnien, de puissantes émissions volcaniques acides de kératophyres quartzifères et

de spilites s'épanchent sur le versant occidental de l'actuelle Cordillère côtière chilienne (Los Villos-Los Molles) (Cecioni et Westerman, 1968 ; Cecioni, 1970). Ces effusions s'y poursuivent jusqu'au Bajocien inférieur (Thomas, 1858 ; Levi, 1960) (fig. 2).

Au Jurassique, un volcanisme de type calco-alcalin apparaît (Lias au Kimméridgien) dans les zones internes andines (bord interne du bassin andin au parallèle de Los Villos (Thomas, 1958 ; Levi, 1960 ; Cecioni, 1970 ; Aubouin, 1973 ; Vicente, 1972-1974) et dans la Cordillère principale du Chili central sous forme de coulées andésitiques dans la formation continentale Rio Damas (Aguirre, 1960 ; Klohn, 1960 ; Gonzalez et Vergara, 1962 ; Thiele, 1963 ; Dedios, 1967 ; Davidson, 1971 ; Mpodozis et al., 1972 ; Aubouin et al., 1973 ; Aguirre et al., 1974). Ce n'est qu'au Jurassique supérieur que ces effusions calco-alcalines atteindront le Sud du bassin andin (dont elles marquent le bord interne) au niveau du Lonquimay (Chotin, 1975).

Au Crétacé inférieur et moyen, dans les zones internes au niveau de Santiago, des volcanites acides s'intercalent dans les séries marines du Valanginien (formation Lo Prado) (Thomas, 1958 ; Munoz Cristi, 1960 ; Levi, 1960 ; Corvalan et Davila, 1964 ; Vergara, 1965-1969 in Aguirre et al., 1974). Elles sont surmontées par les andésites porphyriques et les tufs volcaniques de la formation Veta Negra. Dans la Cordillère principale, les andésites s'intercalent dans la formation continentale de Colimapu (Klohn, 1960 ; Gonzalez, 1963 ; Aguirre et Egert, 1965 ; Thomas, 1968 et Charrier, 1973) ; elles continuent de s'épancher aussi dans le Sud des Andes,

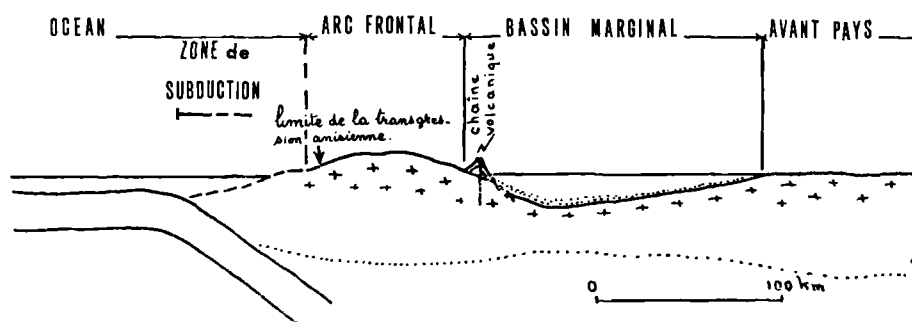


Fig. 1. — Schéma de la marge andine au cours du Mésozoïque.

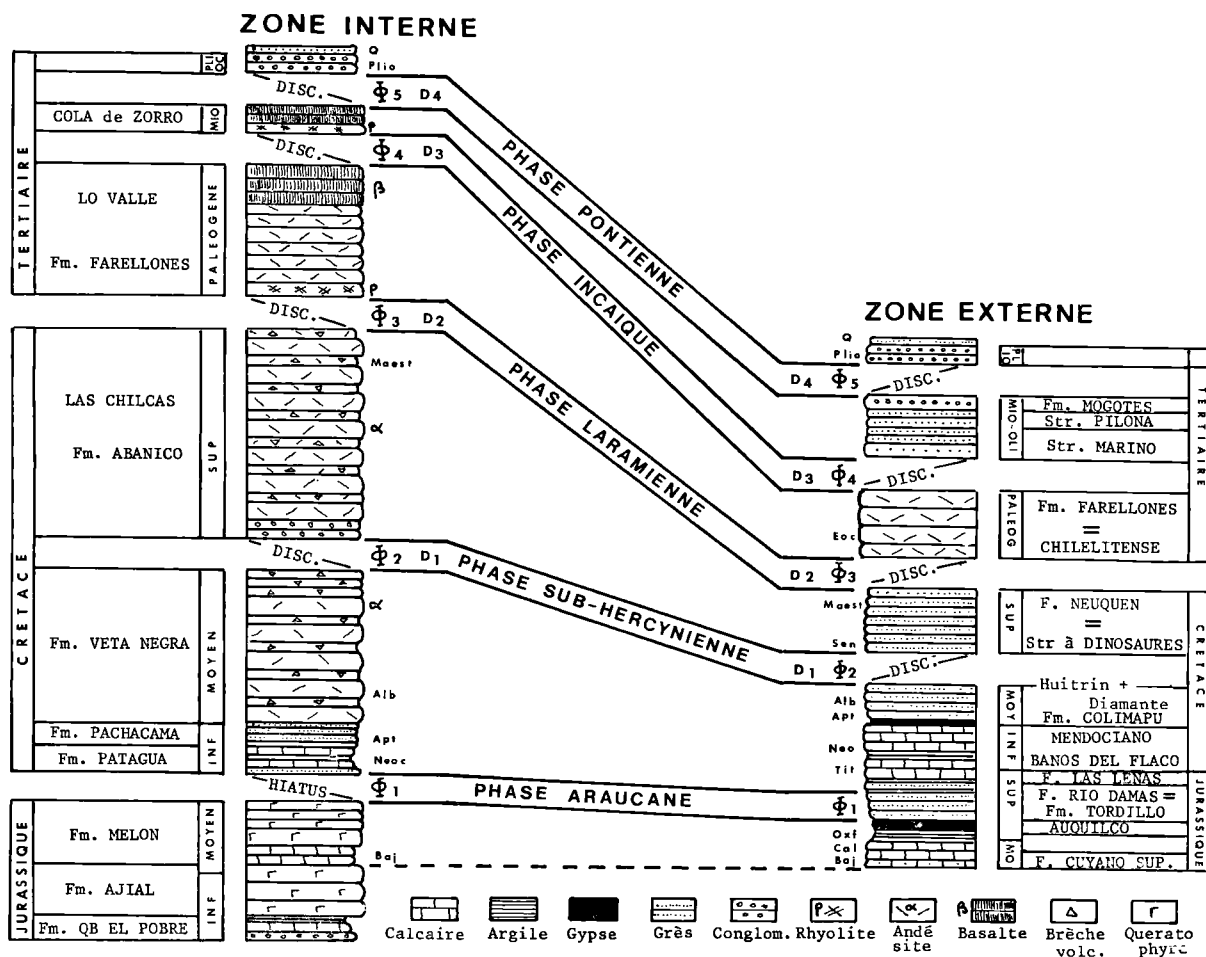


Fig. 2. — Colonnes stratigraphiques générales du secteur central andin (in Charrier et Vicente, 1970).

dans les régions d'Antuco au Lonquimay (Gonzalez et Vergara, 1962 ; Chotin, 1975) (fig. 2).

La chaîne volcanique andine est donc bien individualisée au cours de l'ère Secondaire ; complexe au niveau de Santiago puisqu'elle s'étend pratiquement sur la totalité de l'arc, elle se réduit considérablement au niveau de Lonquimay (Sud) où elle s'appuie à l'Ouest sur la Dorsale de Chubut et déborde légèrement à l'Est sur le bassin marginal andin. Au Nord de Santiago où elle est connue sous le nom de " ligne andésitique " (Mpodozis, 1974), la chaîne volcanique se poursuit égale à elle-même, en direction du Nord, débordant parfois sur l'avant-pays argentin dans la Cordillère d'Ovalle (Mpodozis, Rivano, 1975).

### B) Le bassin marginal andin.

Le bassin marginal andin (fig. 4) commence à s'individualiser au Trias puisque c'est à l'Anisien que débute la transgression marine dans la région de Los Vilos (El Quereo) (Zeil et Ichikawa, 1958 ; Cecioni et Westerman, 1968 ; Cecioni, 1970 ; Reutter, 1974) ; celle-ci se poursuit au cours du Secondaire. Les incursions marines y ont été timides et courtes, cependant que la subsidence, forte, aura eu pour effet le dépôt d'au moins 3 500 m de sédiments marins et continentaux (Groeber, 1952 ; Thomas, 1958 ; Klohn, 1960 ; Levi et Corvalan, 1968 ; Aubouin et al., 1974) et ce, jusqu'au Crétacé supérieur.

La première transgression est donc anisienne et se limite à la zone côtière actuelle à la lati-

tude de Los Vilos (fig. 3) ; la seconde, au Lias supérieur s'opère jusque dans le Neuquen mais elle est suivie d'une régression générale à l'Oxfordien et de dépôts d'évaporites ; la troisième, tithonique, envahit de nouveau ce bassin marginal jusque dans le Neuquen (fig. 4) et est suivie par la régression définitive de la mer au Crétacé moyen.

Les sédiments déposés dans le bassin marginal sont détritiques, terrigènes et calcaires ; la plus grande partie des apports se faisant à partir de l'arc volcanique et en particulier de son front volcanique, bien que quelques apports continentaux se fassent à partir de l'avant-pays.

Ce bassin marginal, qui ne possède pas tous les caractères d'un bassin marginal de type insulaire (en ceci qu'il n'a pas de fond océanique), aurait pu se former au Permo-Trias par diapirisme du manteau sous l'aire continentale de la bordure occidentale du craton sud-américain et par une distension superficielle, selon un modèle évoqué dans les systèmes d'arc (Karig, 1971 ; Karig et al., 1974) lors d'une subduction rapide. En effet, parallèlement aux émissions volcaniques triasiques de la côte chilienne, de puissantes émissions de kératophyres quartzifères s'épanchent dans les bassins triasiques continentaux de l'Argentine (formation de Choiyoi de Groeber et al., 1952) et des plutons de granodiorites se mettent en place dans le bassin triasique du Nord de Mendoza, le bassin de Desaguadero (Rolleri et Criado Roque, 1966 in Vicente, 1975) ; dans les affleurements du Cerro Chihuido et de Chacay Co (Lambert, 1946 ; Groeber et al., 1952) et sur la côte chilienne (Veyl, 1960 ; Munoz Cristi, 1964 ; Corvalan et Munizaga, 1972 ; Frutos et Tobar, 1973) (fig. 3).

Cependant, ce système est resté au stade de graben (aire subsidente) et l'arc volcanique ne s'est pas séparé du continent (fig. 4). L'augmentation de l'importance de ce volcanisme andésitique, mésozoïque et cénozoïque du Sud au Nord, nous permet de proposer l'image d'un bassin en forme de coin, plus subsident et plus large au Nord (à la hauteur de Santiago) qu'au Sud (à la hauteur de Neuquen), sans rupture complète de la lithosphère continentale : il pourrait s'agir ainsi de la prolongation d'un bassin marginal (fig. 4) qui aurait pu posséder, dans sa partie septentrionale, un plancher océanique dans des régions aujourd'hui occupées par le Pacifique.

Ce bassin marginal se serait formé (ouvert ?) obliquement par rapport à une zone de subduction elle-même parallèle à l'allongement de la côte triasique chilienne. Cette obliquité se marque au Trias : Vicente (1975) reconnaît en effet une obliquité entre, d'une part, les bassins triasiques continentaux du Nord de l'Argentine et, d'autre part, la transgression anisienne qui amorce le cycle andin (fig. 3). Cette dernière témoigne de la présence du Paléo-Pacifique dont la position de la côte serait sensiblement la même que celle de la côte actuelle dans la région considérée (Vicente, 1975) et dont on peut légitimement penser que ce fût la direction de la paléo-zone de subduction andine au Mésozoïque. La chaîne volcanique andésitique résultant de l'activité de cette zone de subduction a bien une direction N-S alors que le bassin marginal andin, lui, est oblique (fig. 3) et de direction NNW-SSE. Cette chaîne volcanique se poursuit vers le Nord, au travers de la zone de discontinuité de la Cordillère d'Ovalle (Mpodozis, 1974, Rivano, 1975) et de la Péninsule d'Antofagasta de Cecioni (1970) et forme alors la chaîne volcanique interne du bassin de Tarapaca (fig. 4).

### C) L'espace fossé-arc.

La zone de subduction dont on reconnaît l'existence, par ses manifestations magmatiques au cours de l'orogène andin et sa direction N-S légèrement oblique par rapport au bassin marginal andin, n'a pas laissé de trace et nous n'en connaissons pas le prisme d'accrétion tel qu'il est conçu par Karig (1974) dans les systèmes d'arc de l'Ouest Pacifique (fig. 4).

Cependant, comme nous venons de le voir, la formation des batholites granodioritiques du Permo-Trias de la côte chilienne (Vicente, p. 365), et des volcans andésitiques triasiques de la Cordillère principale (Galli, 1969), nécessitent la mise en place de cette zone de subduction au moins à partir de cette époque. Il faut donc supposer que ce prisme d'accrétion n'a jamais été mis à l'affleurement ou bien qu'il ne soit pas un trait essentiel (ou existant !) de ce type de paléo-marge andine.

Quant à l'obliquité du bassin marginal andin, il est possible de la rapporter à la direction NW-SE des structures du cycle final hercynien (Frutos et Tobar, 1973), structures en partie reprises préférentiellement lors de l'individualisation, au Trias, du bassin andin.

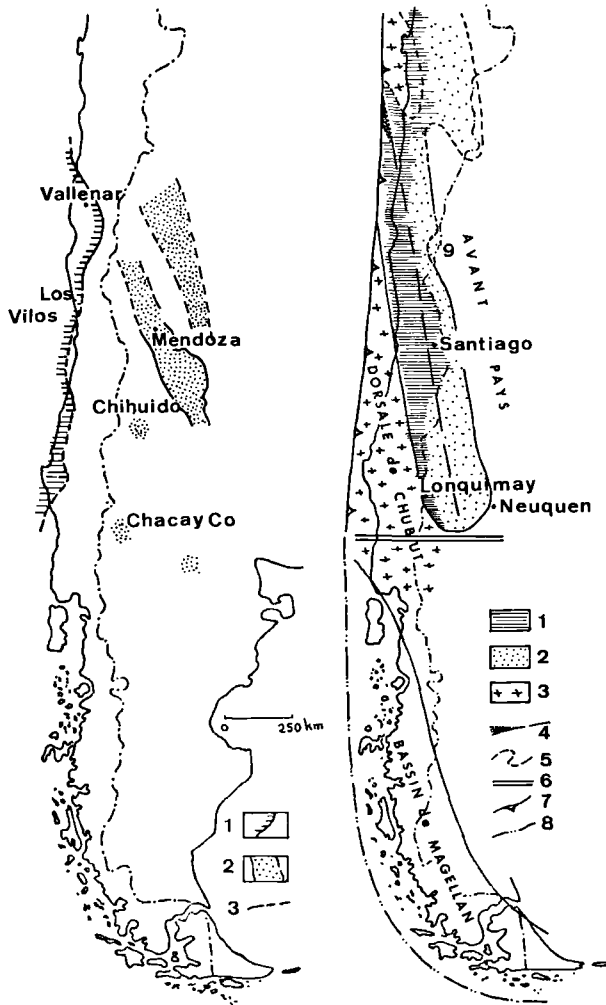


Fig. 3.

Fig. 3. — Croquis paléogéographique du Néo-Trias (Vicente, 1975).

1. Environnement marin littoral.
2. Environnement continental fluvio-lacustre.
3. Bords de bassin.

Fig. 4.

Fig. 4. — Le paléo-bassin marginal andin au Mésozoïque.

1. Chaîne volcanique.
2. Bassin marginal.
3. Arc frontal.
4. Axe d'ouverture du bassin marginal, oblique sur la zone de subduction.
5. Limites paléogéographiques du bassin andin au Mésozoïque et Terre d'Antofagasta, tiré de Cecioni, 1970.
6. Paléo-direction transformante de Las Coloradas-Villarica (transversale de Bariloche in Aubouin et al., 1973).
7. Paléo-zone de subduction.
8. Paléo-zone de subduction : Andes de Magellan.
9. Discontinuité de la Cordillère d'Ovalle (Mpodozis, 1974).

## II. — PERSISTANCE DE L'ARC VOLCANIQUE ET DISPARITION DU PALEO-BASSIN MARGINAL ANDIN

Au Crétacé supérieur, il y a disparition du bassin marginal andin (régression de la mer, tectonisation), et naissance d'une nouvelle paléogéographie marquée par l'apparition de bassins molassiques intra-andins et côtiers (Aubouin et al., 1973).

Les phases tectoniques mésocrétacées et laramiennes (Klohn, 1960 ; Charrier et Vicente, 1970 ; Vicente et al., 1973 ; Aubouin et al., 1973 ; Aguirre et al., 1974 ; Chotin, 1975) ont pour effet l'exondation du bassin andin, la formation dans le Nord, de structures plissées à vergence Est, dans lesquelles le socle est parfois impliqué (chevauchement majeur des zones internes sur les zones externes) (Aubouin et Borrello, 1966 ; Vicente, 1970 ; Aubouin et al., 1973), et la formation, dans le Sud, de structures plissées transversales dont la genèse est très probablement liée à la terminaison méridionale du bassin marginal andin (Chotin, 1975).

Parallèlement à ces événements, l'arc volcanique persiste dans sa position au cours du Crétacé (on note cependant une légère migration vers l'Est ; Vergara, 1972 ; Vicente, 1972 ; Aubouin et al., 1973 ; Levi, 1975) : au volcanisme andésitique se superpose un plutonisme calco-alcalin extrêmement puissant qui gagne vers l'Est. Le soulèvement de l'arc volcanique (bombement de la Dorsale de Chubut) pourrait être dû aux flux thermiques élevés accompagnant les montées magmatiques et provoquerait la tectonisation des séries internes et externes andines. En effet, selon l'hypothèse de Dewey et Bird (1970), le soulèvement de l'arc volcanique (noyau mobile des auteurs) provoque une tectonisation par gravité des séries de l'arc et du bassin marginal, avec écoulement et déversement des plis vers l'avant-pays (décollement de couverture sur les gypses oxfordiens (Groeber, 1952 ; Aubouin et al., 1973 ; Vicente, 1975 ; Chotin, 1975). Les effets les plus importants se font sentir dans le bassin andin au niveau de Santiago (chevauchement des séries internes sur les séries externes (Aubouin et Borrello, 1966 ; Aubouin et al., 1973), au contact même entre arc volcanique et bassin marginal, alors qu'ils se réduisent considérablement vers l'avant-pays et au Sud (Lonquimay-Neuquen ; Chotin, 1975) face à un arc volcanique beaucoup moins soumis

aux effets du volcanisme et plutonisme andin. La distension superficielle de la croûte qui résulte du bombement, provoque la formation de bassins intra- et extra-andins (Aubouin et *al.*, 1973 ; Montadert et Poulet, 1975) dans lesquels vont s'accumuler les produits volcaniques et détritiques tertiaires : ils représentent en somme le premier stade de la formation d'un nouveau bassin marginal qui, cependant, n'évoluera pas au cours du Tertiaire puisque toutes les Andes seront alors tectonisées. Nous pouvons comparer ces bassins crétacés et tertiaires à la vallée centrale chilienne d'âge Mio?-Plio-Quaternaire, formée au sein des Andes après le saut de la dorsale des Galapagos il y a 10 M.A. (Sclater et *al.*, 1971, *in* Pautot, 1975). Si ceci représentait le premier stade de l'ouverture d'un bassin marginal, on pourrait dire, comme Aubouin l'a fait remarquer (*in* Montadert et Poulet, 1975) que « c'est l'ouverture (ultérieure) de la mer marginale qui fait l'arc insulaire » (sic). Les Andes actuelles en sont peut-être à ce stade d'évolution.

### CONCLUSION

Le paléo-arc volcanique andin (mésozoïque) persiste après disparition par tectonisation, du paléobassin marginal andin, non seulement par la continuité des émissions andésitiques qui se poursuivent au cours du Tertiaire, mais aussi par la généralisation vers le Sud, au Crétacé supérieur, de la montée des magmas granodioritiques qui n'étaient limités, au Jurassique supérieur et Crétacé moyen, que dans le Nord des Andes.

Le paléobassin marginal andin, formé au Trias supérieur sur ce craton sud-américain, oblique par rapport à la zone de subduction

pacifique qui l'engendre, tectonisé au Crétacé moyen-supérieur, n'a de logique propre que durant cette période (période liminaire de Aubouin et *al.*, 1973). Les raisons du changement dans la paléogéographie et le plutonisme qui survient au Tertiaire sont probablement à rechercher dans le vieillissement, l'inclinaison et les variations de vitesse de la subduction (Le Pichon et *al.*, 1973 ; Charrier, 1974 ; Pautot, 1975 pour le Pérou ; Megard, 1973).

L'originalité du paléobassin marginal andin par rapport aux systèmes du Pacifique Ouest est marquée par :

— l'existence permanente de son fond sialique au cours de l'orogène andin ;

— l'apparente absence de prisme d'accrétion sur le bord occidental de l'arc volcanique ;

— son évolution postérieure (Tertiaire supérieur) en un arc volcanique unique bordé à l'Ouest par la fosse Pérou-Chili. C'est encore actuellement l'état de la bordure occidentale du Chili moyen.

Son identité réside dans l'obliquité des bassins marginaux par rapport à la zone de subduction, celle-ci pouvant être définie par ses manifestations magmatiques : volcanisme andésitique calco-alcalin et plutonisme granodioritique qui se manifeste tout au long de la marge andine.

Enfin, on peut le comparer aux arcs marginaux continentaux de Dickinson (1975) : la région de Los Vilos étant « un arc marginal continental avec des volcans péninsulaires et d'étroites mers épicontinentales en arrière de l'arc » et la région de Concepcion-Lonquimay « un arc marginal continental dont les volcans seraient situés sur le bord du continent voisin » (fig. 4).

### BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBOUIN J. et BORRELLO A. (1966). — Chaines andines et chaines alpines : regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. *B.S.G.F.*, (7), 8, p. 1050-1070.
- 2) AUBOUIN J., BORRELLO A., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R. et VICENTE J.C. (1973). — Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XV, fasc. 1-2, p. 11-72.
- 3) AGUIRRE L. (1960). — Geologia de los Andes de Chile central ; Provincia de Aconcagua. Bol 9, II G., Santiago.
- 4) AGUIRRE L. et EGERT E. (1965). — Cuadrangulo Quebrada Marquesa ; Provincia de Coquimbo. II G., carte n° 15, Santiago.
- 5) AGUIRRE L., CHARRIER R., DAVIDSON J., MPODOZIS A., RIVANO S., THIELE R., TIDY E., VERGARA M. et VICENTE J.C. (1974). — Andean magmatism : its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35° S) of the southern Andes. *Pacific Geology*, 8, p. 1-38.
- 6) BUTTERLIN J. (1973). — Comparaison des caractères structuraux des Cordillères sud-américaines extrandines, des Andes centrales et des Andes septentrionales. *II<sup>e</sup> Congr. Latino-américano de Geol.*, Caracas.



- 7) CECIONI G. (1970). — Esquema de Paleogeografía chilena. Edit. Univers, Santiago, Chili, 144 p.
- 8) CECIONI G. et WESTERMAN G. (1968). — The Triassic Jurassic marine transition of coastal central Chile. *Pacific Geology*, 1, p. 41-75.
- 9) CHARRIER R. (1973). — Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases in the meridional Andes. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 20, p. 242-249.
- 10) CHARRIER R. et VICENTE J.C. (1970). — Liminary and geosynclinal Andes; mayor orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of Argentine - Chilean Andes. *Solid. Earth Conference upper Mantle Project*, Argentine, v. 2, p. 451-470.
- 11) CHOTIN P. (1975). — Les Andes méridionales et la terminaison du bassin andin: Le Lonquimay (Chili) et le Neuquen (Argentine) (lat. 38°45'). *Départ. de Géologie Struct.*, Univ. de Paris VI, Thèse d'Etat, C.N.R.S., AO 11155.
- 12) CORVALAN J. et DAVILA A. (1964). — Geología de la Cordillera de la costa. *Corp. Fomento. Produccion*, p. 35-82. Santiago (Chile).
- 13) CORVALAN J. et MUNIZAGA F. (1972). — Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la hoja Valparaíso - San Antonio. *Inst. Inv. geol.*, Bol. 28, 40 p.
- 14) DALZIEL I., DE WIT M. et PALMER K. (1974). — Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, vol. 250, p. 291-294.
- 15) DAVIDSON J. (1971). — Geología del área de las nacientes del Teno, Provincia de Curico. *Thèse, Univ. du Chili*, Santiago.
- 16) DEDIOS P. (1967). — Cuadrángulo Vicuña. II G., carte n° 16, Santiago.
- 17) DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1970). — Mountain Belts and the new global tectonics. *Journ. Geoph. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- 18) DICKINSON W.R. (1974). — Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs, in Dott R.H. jr. and Shaver R.H., eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub.*, 19, p. 230-239.
- 19) FRUTOS F. et TOBAR A. (1973). — Evolution of the southwestern continental margin of South America. *3° Gondwana Symp.*, Camberra, Australie.
- 20) GALLI C. (1969). — Descripción de la hoja 35 a. Lago Alumine, Provincia de Neuquen. *Dir. Nac. Geol. y Min.*, Bol. 108, 45 p.
- 21) GONZALEZ O. (1963). — Observaciones geológicas en el valle del río Volcan. *Soc. Geol. Chile*, publ. n° 3, p. 30-50, Santiago.
- 22) GONZALEZ O. et VERGARA M. (1962). — Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud Sur. *Inst. de Geología, Fac. Cienc. Fis. y Mat.*, Universidad de Chile. Publ. n° 24, 121 p., Santiago.
- 23) GROEBER P., STIPANICIC P. et MINGRAMM A. (1952). — Mesozoico in: *Geografía de la República Argentina*, t. 2, 1ª parte, p. 1-541, Buenos-Aires.
- 24) KARIG D.E. (1971). — Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- 25) KARIG D.E. (1974). — Evolution of arc systems in the Western Pacific. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 2, p. 51-75.
- 26) KARIG D.E. et SHARMAN G. (1975). — Subduction and Accretion in Trenches. *G.S.A.B.*, n° 86, p. 377-389.
- 27) KLOHN C. (1960). — Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central. Provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curico. *Inst. Invest. Geológicas*, Bull. 8, 95 p.
- 28) LAMBERT L. (1946). — Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacaico, Neuquen. *Rev. Assoc. Geol. Arg.*, 1-4. Buenos-Aires.
- 29) LAMBERT L. (1956). — Descripción de la hoja 35 b, Zapala, Neuquen. *Dir. Nac. Min.*, Bol. n° 83.
- 30) LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973). — Plate tectonics. Elsevier, éd., Amsterdam.
- 31) LEVI B. (1960). — Estratigrafía del Jurásico y Cretácico inferior de la Cordillera de la costa entre las latitudes 32°40' y 33°40'. *Depart. of Geology, Univ. of Chile*, Publ. 16, p. 210-269, Santiago - Chile.
- 32) LEVI B. et CORVALAN J. (1968). — Espesor y distribución de los depósitos del geosinclinal andino en Chile central. *I. Ing. Minas, Chile, Minerales*, n° 101, p. 13-15.
- 33) LEVI B. (1973). — Eastward shift of Mesozoic and early Tertiary volcanics centers in the coast range of central Chile. *G.S.A.B.*, 84, p. 3901-3910
- 34) MEGARD F. (1973). — Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. *Thèse d'Etat*, Montpellier, CNRS AO 8416.
- 35) MONTADERT L. et POULET M. (1975). — Les différents types de bassins sédimentaires dans le cadre de la tectonique globale. *B.S.G.F.*, (7), XVII, n° 4, p. 439-440.
- 36) MPODOZIS A. (1974). — Geología de la Cordillera de Ovalle, Provincia de Coquimbo, entre los paralelos 30°20' y 30°55' latitud Sur. *Thèse*. Univ. du Chili, Santiago.
- 37) MPODOZIS A., PALACIOS C., RIVANO S. et VICENTE J.C. (1972). — Resultados preliminares del estudio geológico de la Alta Cordillera de Ovalle entre los ríos Grande y los Molles (Provincia de Coquimbo, Chile). *5° Congr. Geol. Argentino-Cordoba*.
- 38) MUNOZ-CRISTI J. (1960) — Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la costa de la zona central del país. *Rev. Minerales*, 15, p. 28-46.
- 39) MUNOZ-CRISTI J. (1964). — Estudios petrográficos y petrológicos sobre el batolito de la costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Inst. Geol. Univ. Chile*, Publ. n° 25, 23 p.

- 40) PAUTOT G. (1975). — Marges actives : Pérou et autres exemples. *B.S.G.F.*, (7), XVII, n° 4, p. 529-543.
- 41) RIVANO S. (1975). — Reconocimiento geológico de la nacientes del Rio Grande, Alta Cordillera de Ovalle entre los paralelos 30°50' y 31°20' latitud Sur, Provincia de Coquimbo. *Thèse Univ. du Chili*, Santiago.
- 42) ROLLERI E.O. et CRIADO ROQUE P. (1968). — La cuenca triasica del Norte de Mendoza ; Act. III, *Forn. Geol. Arg.* ; Comod. Rivadavia, 1966, I, Bs-As.
- 43) REUTTER K.J. (1974). — Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere in Bereich 29° südlicher Breite. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 146-2, p. 154-178.
- 44) SCLATER J.G., ANDERSON R.N. et BELL M.L. (1971). — Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 7886-7915.
- 45) THOMAS H. (1958). — Geologia de la Cordillera de la costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga. *Inst. de Inves. Geológicas*, Bull. 2, 86 p.
- 46) THOMAS A. (1968). — Cuadrangulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapaca. *I. I. G.*, carte n° 21 et 22, Santiago.
- 47) VERGARA M. (1965). — Perfil geológico entre Banos del Flaco y Bocalemu, Provincia de Colchagua-Chile. *Soc. Geol. Chile*, Res. 11, p. 24-28.
- 48) VERGARA M. (1969). — Rocas volcanicas y sedimentarios volcanicas, mesozoicas en la latitud 34°30'. *Univ. Chile. Depart. Geol.*, Publ. n° 32, 36 p.
- 49) VICENTE J.C. (1970). — Reflexiones sobre la porcion meridional del sistema peripacifico oriental. *Solid. Earth Probl.*, Conf. Upper Mantle project, Buenos-Aires, 1, p. 158-184.
- 50) VICENTE J.C. (1972). — Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argento-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. *24 th Int. Geol. Congr.*, 3, p. 423-436, Montréal (Canada).
- 51) VICENTE J.C. (1975). — Essai d'organisation paléogéographique et structurale du Paléozoïque des Andes méridionales. *Geol. Rundsch.*, Band 64, Heft 2, p. 343-394.
- 52) VICENTE J.C., CHARRIER R., DAVIDSON J., MPODZIS A. et RIVANOS S. (1973). — La orogenesis subhercinia, fase mayor de la evolucion paleogeografica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. *V. Congreso Geol. Argentino*. T. 5, p. 81-98. Buenos-Aires.
- 53) ZEIL W. et ICHIKAWA K. (1958). — Marine Mittel-Trias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile). *Neues Jahrb. Geol. u. Paläont.*, Abh. 106-3.

————— « » —————

## Étude stratigraphique et sédimentologique du Muschelkalk en Aquitaine méridionale

par D. BOULANGER (\*) et J. QUEMENEUR (\*\*)

(Planche VII)

**Sommaire.** — Les auteurs résument les résultats obtenus lors de l'étude détaillée de différents affleurements à faciès Muschelkalk du Sud de l'Aquitaine. Après une description de la série de référence (de bas en haut : dolomies beiges et calcaires gris, calcaires noirs, dolomies à pseudomorphoses), ils étudient les variations de faciès rencontrées dans la région et synthétisent les résultats en replaçant les formations rencontrées dans leurs contextes sédimentologique et paléogéographique.

**Summary.** — The purpose of this article is to present the results of studies done on some outcrops of Muschelkalk facies in South of Aquitaine region. The authors describe the serie (from base to top : undyed dolomies and grey limestones, black limestones, dolomies with pseudomorphoses), they analyse the facies-variations observed in the region and try to replace the deposits in their sedimentologic and paleogeographic contexts.

A l'occasion de travaux sur les carbonates pyrénéens effectués par l'un de nous (J. Q.), il nous a été donné de revoir les différents affleurements de Trias moyen à faciès Muschelkalk connus dans le Sud de l'Aquitaine (fig. 1).

Une étude pétrographique et sédimentologique détaillée, nous a permis non seulement d'en préciser la succession lithologique, mais d'établir des corrélations entre les différents gisements, et même de rapporter à ce Muschelkalk des affleurements dont l'âge n'avait, jusqu'ici, jamais été déterminé.

Les différentes localités où des coupes ont pu être établies sont Sainte-Engrâce, Larrau, Saint-Michel, Saint-Etienne de Baïgorry (Urdos), Ossès et Carresse, dans les Pyrénées Atlantiques. (Une première reconnaissance effectuée au col de Velate en Espagne, près d'Elizondo nous a montré une succession qui paraît comparable).

(\*) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de l'Université d'Amiens, 33, rue Saint-Leu, 80000 Amiens.

(\*\*) Laboratoire de Géologie Appliquée, Université P. et M. Curie - Paris VI, Place Jussieu, 75005 Paris.

Note déposée le 4 Juin 1976.

C'est dans la région de Saint-Michel (près de Saint-Jean-Pied-de-Port) que nous avons pu établir la série type qui nous servira de réfé-

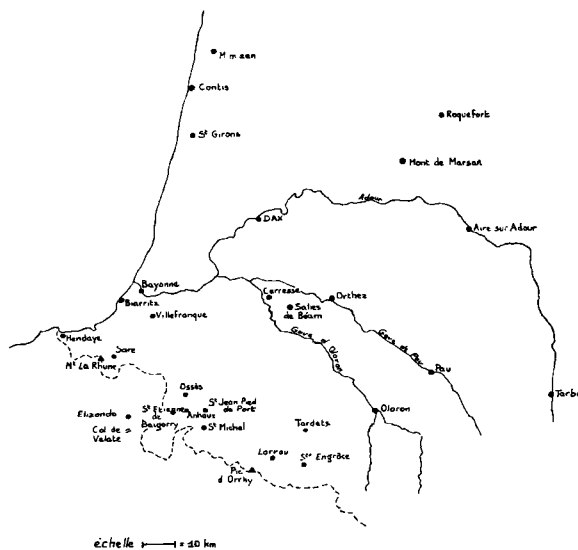


Fig. 1. — Carte de localisation des affleurements du Muschelkalk en Aquitaine.

rence, à partir d'un certain nombre de coupes de terrain que l'on peut observer aux environs de cette localité.

Cette série comporte :

— à la base, un ensemble de dolomies et calcaires gris, massifs (22 à 26 m), surmontés par 15 à 20 m de calcaires noirs souvent en plaquettes ;

— au sommet, 10 à 12 m de dolomies à pseudomorphoses d'anhydrite.

Dans ces trois principaux termes, nous pouvons reconnaître les subdivisions suivantes :

- 3. Dolomies à pseudomorphoses.  
marnes dolomitiques bleues et vertes (1 à 1,5 m).  
dolomies à pseudomorphoses d'anhydrite et de gypse (8,5 à 11 m).
- 2. Calcaires noirs.  
calcaires ondulés (10 à 12 m).  
calcaires en plaquettes (6 à 10 m).
- 1. Dolomies beiges et calcaires gris.  
calcaires gris sombres à passées oolithiques (4 à 7 m).  
dolomie grise poudreuse (1 à 6 m).  
calcaire gris à trous (6 à 10 m).  
dolomies gris beige à patine brune (7 à 12 m).  
dolomies argileuses fines (1 à 3,50 m).  
conglomérat à ciment calcaire (0,50 m).

## I. — ETUDE MICROSCOPIQUE DE CES DIFFERENTS NIVEAUX

### 1) Les dolomies beiges et les calcaires gris.

Ce terme débute en général par une dolomite verdâtre (2 à 3 m) légèrement chargée en minéraux détritiques (minces lits de quartz et de phyllites). Le faciès qui surmonte les argilites de la série inférieure, est visible notamment à Sihite Borda et présente un débit en plaquettes. Il est parfois remplacé par un conglomérat à ciment calcaréo-dolomitique (0,50 m) dont les éléments sont composés d'un mélange d'argilite du substratum et de dolomies.

Au-dessus vient une dolomie beige à patine brune, massive, en bancs de 0,50 à 1 m, très pure, présentant des alternances de couches micritiques, microsparitiques et sparitiques. Cette dolomie contient dans sa moitié inférieure de grandes plages de dolomite ou de calcite, à l'emplacement de cavités de dissolution d'organismes et peut-être, de cristaux d'anhydrite.

La cristallinité de l'ensemble augmente vers le sommet avec le développement de grands rhomboédres.

A la partie supérieure apparaissent des passées à amandes calcaréo-dolomitiques de 0,5 à 1 cm de section, dont la forme évoque des remplissages de pistes ou de terriers. Leur fréquence augmente vers le haut et permet de passer au calcaire gris qui vient du dessus. Ces amandes se composent de calcite microsparitique (15 à 20  $\mu$ ) mêlées à quelques cristaux de dolomite (200 à 500  $\mu$ ) qui vont disparaître au passage dans le calcaire gris.

Celui-ci se présente en gros bancs de 1 à 2 m d'épaisseur, avec une intercalation parsemée de cristaux de dolomite, plus nombreux à la base, et de part et d'autre de l'intercalation dolomitique médiane.

Le litage est souligné au sein de la masse calcaire par des alignements de petites géodes, parfois creuses, mais parfois aussi occupées par des cristaux zonés de dolomite. Elles évoquent les structures de dissolution, dites "bird-eyes", fréquentes dans les formations littorales.

Ce calcaire devient progressivement gris sombre et, dans sa partie supérieure, où se trouve épisodiquement un petit niveau à nodules siliceux, apparaissent des passées oolithiques à patine rousse. Notons que près des gisements de magnésite, le niveau des calcaires gris est généralement dolomitisé.

### 2) Le calcaire noir.

Ce terme se divise en deux parties : le calcaire en plaquettes à la base et le calcaire "ondulé" au-dessus.

Le calcaire en plaquettes apparaît brusquement au-dessus de la formation précédente correspondant à l'irruption d'apports argileux, peut-être liés à une plus large ouverture du bassin. Il présente une alternance régulière de calcaire micritique et de minces lits plus argileux, ce qui confère à la roche son débit en dalles très minces (0,5 à 2 cm). On y trouve parfois quelques Lingules : *Lingula tenuissima*, déjà signalée par Destombes et Bouquet.

Le calcaire ondulé est constitué de bancs gris sombre à noirs. Une coupe transversale montre que les "ondulations" ne sont pas "en phase" et évoquent plutôt un boudinage. Il se compose généralement de deux niveaux massifs

encadrant une couche de plaquettes, elles-mêmes ondulées. La surface des bancs présente des traces de 1 à 2 cm de large évoquant pistes de vers ou des terriers. Il contient quelques passées de microsparite où l'on reconnaît encore des micropellets. Les tests des petits organismes qu'on y observe (Gastéropodes et Brachiopodes) suscitent des figures de sédimentation à caractère géopétal, telles que la structure " en parapluie ", dans laquelle une coquille plate protège les particules clastiques de la sédimentation des boues ; le vide au sommet du " parapluie " peut être figé par une cimentation de calcite limpide. Ces figures confirment l'orientation de la série (Pl. VII, fig. 3 et 4).

Un de ces lits à coquille est caractérisé par la présence de fluorine violette, localisée dans les organismes ainsi que dans les filonnets de calcite.

Le terme " ondulé " utilisé à propos de ces calcaires (et qui correspond effectivement à la morphologie des bancs), est purement descriptif et ne doit pas être assimilé *s. str.* au Wellenkalk, niveau stratigraphique du Trias à faciès germanique. Du reste, pour Bouquet (communication orale), les organismes extraits de ces calcaires et déterminés par Stoppel correspondraient déjà au Keuper inférieur.

### 3) Les dolomies à pseudomorphoses d'anhydrite et de gypse.

Ces dolomies, au faciès très caractéristique, sont de teinte claire, gris à beige rosé. Elles sont stratifiées en petites plaquettes de 1 à 3 cm d'épaisseur, fendillées d'innombrables fissures perpendiculaires au litage (Pl. VII, fig. 2).

Il s'agit d'une dolomicrite où apparaissent souvent des fantômes de pellets et de bioclasts, contenant quelques quartz néoformés et de grandes plages en bâtonnets ou en fuseaux, de 1 à 3 mm de long, remplies de dolomite qui correspondent à des pseudomorphoses d'anhydrite, et peut-être de gypse et de quartz.

L'ensemble est parcouru par un réseau de larges craquelures, perpendiculaires et parallèles au litage ; celles-ci, parfois reliées aux pseudomorphoses, sont également constituées de dolomite et paraissent correspondre à l'épigenie d'anciennes fentes de retrait probablement remplies de gypse.

Le sommet de ce niveau est parfois coloré de rouge, annonçant les formations rutilantes et

évaporitiques du Keuper. Il se termine par une fine couche de marnes dolomitiques bleues ou vert pâle, s'altérant en jaune. Viennent ensuite des argiles blanches, puis pourpres et vertes que l'on peut déjà rapporter au faciès Keuper.

## II. — VARIATIONS DE FACIÈS

Cette série type se retrouve dans plusieurs localités des Pyrénées Atlantiques où elle présente un certain nombre de variations de faciès (fig. 2) que nous allons étudier successivement, d'abord à l'Est de Saint-Michel, c'est-à-dire à Larrau et à Sainte-Engrâce, puis à l'Ouest, près de Saint-Etienne de Baïgorry et Carresse plus au Nord.

Vers l'Est, à Larrau, la série peut être étudiée dans une dizaine de coupes affleurant dans les environs des Forges de Larrau, sur les flancs de la vallée du ruisseau de Surcatcheguy, notamment au-dessus de l'Ecole, à Borda Lepoa, dans la falaise d'Alferits et dans celle dominant le pont situé à 300 m au N de Bustanoby.

Elle ne présente pas de variations très importantes par rapport à la série type précédente. Les modifications les plus importantes consistent en la réduction sensible de la dolomie à pseudomorphose et en un léger épaississement du calcaire ondulé. Les faciès lithologiques sont aussi quelque peu différents :

— il n'apparaît pas de brèche à la base de la série ;

— la dolomie inférieure commence par une roche rubanée, surmontée d'un banc plus dur, noir, à grosses géodes de quartz, puis par une passée à pseudomorphoses, rappelant celles du sommet de la série type, et sa partie supérieure est formée d'une dolomie saccharoïde à nodules et vermiculures cristallines ;

— la dolomie supérieure ne contient que quelques bancs à pseudomorphoses ; son sommet est formé d'une dolomie argileuse de teinte pastel, beige rosâtre à vert pâle, à filets mauves, qui passe insensiblement aux argilites écaillées de la base du Keuper.

La série montre donc une grande stabilité dans la répartition des faciès entre Saint-Michel et Larrau (où l'on note encore la présence de fluorine).

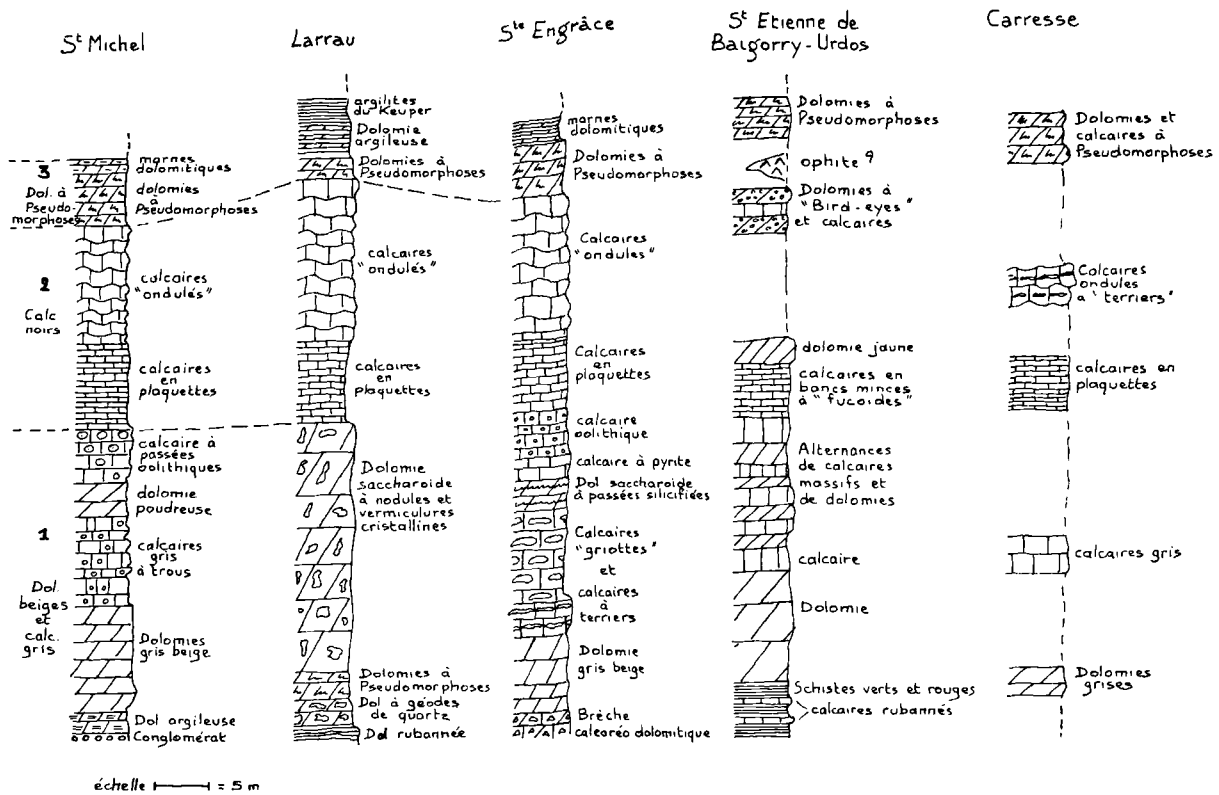


Fig. 2. — Variations des faciès du Muschelkalk en Aquitaine.

A Sainte-Engrâce, encore plus à l'Est, le Muschelkalk peut s'observer dans des coupes situées le long du chemin forestier montant vers l'Est au-dessus de l'église.

Dans cette série, où certains termes se retrouvent rigoureusement identiques à ceux de Larrau, de nouveaux faciès vont venir s'intercaler.

A la base, on observe parfois une brèche calcaréo-dolomitique épaisse, surmontée par une dolomie inférieure comprenant les mêmes termes qu'à Larrau.

Au-dessus viennent des calcaires gris clair à pâte fine, présentant des amandes allongées de 5 à 6 cm pour un diamètre de 0,5 cm, à remplissage rose, correspondant peut-être à d'anciens terriers, et que l'on peut interpréter comme l'équivalent non dolomitique de la partie supérieure de la dolomie de base de Larrau.

On passe ensuite à un calcaire gris, toujours très clair, de structure amygdaloïde, faisant penser à un faciès "griotte" (Pl. VII, fig. 6).

L'ensemble de ces calcaires clairs renferme de nombreux pellets et quelques bioclasts dont des débris de radioles d'Oursins.

On retrouve au-dessus l'équivalent de la dolomie grise poudreuse de la série type sous forme d'une dolomie saccharoïde gris sombre, bien litée, montrant parfois des passées silicifiées dans lesquelles on peut reconnaître un ancien sable à pellets et bioclasts.

L'ensemble inférieur se termine par un calcaire gris clair en gros bancs renfermant de gros dodécaèdres de pyrite.

Il est surmonté d'une série de petits bancs de calcaire gris noir se chargeant de plus en plus de petites oolithes (250 à 300 μ), accompagnées de débris de coquille, et passant ainsi à un véritable calcaire oolithique de 50 cm

d'épaisseur. Notons que, comme à Saint-Michel, un certain nombre de ces oolithes prennent par altération une teinte rouille bien visible sur le fond sombre de la roche (Pl. VII, fig. 5).

Il semble qu'à Sainte-Engrâce, la tendance oolithique soit plus affirmée qu'à Saint-Michel. Soulignons également que c'est la première fois que l'on signale ces faciès oolithiques à l'affleurement dans le Muschelkalk d'Aquitaine.

Lorsqu'à partir de Saint-Michel on se dirige vers l'Ouest, on rencontre également du Muschelkalk :

— à la base des collines entre Saint-Jean-Pied-de-Port et Saint-Etienne de Baïgorry, notamment dans la région d'Anhaux ;

— dans la partie Nord de la commune de St-Etienne de Baïgorry, près du hameau d'Urdo, où les affleurements situés aux environs de la ferme Echeverria semblent particulièrement intéressants ; c'est en effet une des rares coupes où l'on peut voir le Muschelkalk stratigraphiquement en place, entre le Trias inférieur et le Keuper.

On observe en effet la succession suivante :

A la base, une épaisse série de schistes gris et psammites rouges, largement exploitée pour en extraire des dalles (et où de fréquentes mouches de malachite peuvent s'observer), représente le faciès Buntsandstein.

Dans les dernières passées de schistes rouges et verts de celui-ci, commencent à s'intercaler des niveaux en plaquettes noires, à empreintes de pistes, souvent plissotées.

Puis vient une épaisse série dolomitique passant, à sa partie supérieure, à un calcaire.

Viennent ensuite des alternances de bancs dolomitiques et de calcaires massifs, surmontés par des calcaires en bancs beaucoup plus minces, particulièrement riches en pistes et empreintes variées (Fucoïdes).

L'ensemble se termine par une passée dolomitique jaune.

Après une lacune de visibilité, un banc de dolomie grise à petites vacuoles remplies de calcite cristalline, ressemblant à des "bird-eyes", associés à un calcaire, s'observe en travers du chemin.

La série se termine près de la ferme Echeverria par des dolomies en bancs minces, à

pseudomorphoses, caractéristiques du sommet de cet ensemble.

Un problème se pose à propos de cette fin de coupe. En effet, entre la dolomie grise à "bird-eyes" et les dolomies à pseudomorphoses, se trouve un affleurement d'ophite altérée visible sur le bord nord du chemin, en-dessous de la vigne. Il est difficile d'affirmer qu'il se trouve bien stratigraphiquement entre les deux niveaux de dolomie, ou qu'il s'agit d'un repli ou d'une petite faille non visible sur le terrain, qui remonterait un panneau des ophites qui affleurent très largement plus au Sud, dans le Keuper qui termine la série. Mais si c'est le cas (ce que nous croyons), cela permettrait de dater, pour la première fois, une des premières venues d'ophite de la région, qui se serait donc faite à la fin du Muschelkalk, au moment où s'amorce la régression.

Le tout se termine donc par des argiles du Keuper, visibles plus au Sud, associées à de grosses masses d'ophite.

— Plus au NE, sur le bord de la route d'Ossès à Irressary, où, malgré d'intenses complications tectoniques qui entraînent son empiement en trois écailles, on peut reconnaître les principaux termes de la série type, largement dolomitisée par suite de la présence de magnésite dans sa partie inférieure (et jamais encore signalée à cet endroit).

Enfin, lorsque l'on va plus loin vers le Nord, des affleurements jusqu'ici non datés et se trouvant dans un ravin situé juste au Nord de la grande exploitation de gypse de Carresse (à l'Ouest de Salies-de-Béarn) nous montrent un certain nombre de faciès qui, bien que discontinus, nous permettent de reconnaître la présence de Muschelkalk à cet endroit.

Il semble bien en effet que l'on puisse identifier successivement les dolomies cristallines gris foncé, les calcaires gris, les calcaires en plaquettes, les calcaires ondulés à terriers et les dolomies et calcaires à pseudomorphoses.

L'attribution au Muschelkalk de cet ensemble surmonté par les gypses et les ophites de Carresse, nous paraît donc parfaitement justifiée.

D'autres gisements de Muschelkalk ont également été signalés dans la littérature, dans le Sud-Ouest de l'Aquitaine :

— Sur le flanc Nord de la Rhune, en face d'Ascain, près du lieu-dit Amouroussénéa, éga-

lement entre le Keuper et le Buntsandstein, affleurent des calcaires massifs noirs et des calcaires en plaquettes, dans lesquels Deloffre signale de nombreuses *Lingula tenuissima* Bron. associées à un grand nombre d'Ostracodes.

Cet affleurement, qui, d'après cet auteur, disparaît contre un gisement d'ophite, avait déjà été signalé autrefois par Stuart Menteath, Vienne, Seunes (qui en faisait de l'Infralias) et Gorceix qui citait une liste de fossiles qu'il y avait trouvés : *Lingula tenuissima*, *Avicula bronni*, *Gervillia socialis*, *Myalina vetusta*, *Myophoria* et *Pleuromya*.

— Le Muschelkalk a également été rencontré en sondage dans la même région. Deloffre cite un forage effectué entre 1930 et 1931 par l'ancienne société des Mines de Sare, implanté dans le quartier de Léembiscaye (chapelle d'Oihain) à 1.500 m environ au SW du Clocher de Sare. Il a traversé entre 296 et 360 m, des calcaires gris et noirâtres, durs, à stratification régulière, surmontés par des formations de gypse bariolé associé à des marnes verdâtres, des grès et des conglomérats, et reposant sur des grès souvent micacés rouges verdâtres ou violacés.

— De l'autre côté de la frontière, on retrouve cette série du Trias moyen dans la région d'Urdax, et naturellement au Col de Velate, comme nous l'avons signalé plus haut.

— Plus à l'Ouest, Raoul parle d'affleurements situés à l'Ouest de Villefranque au Sud de Bayonne, où l'on peut reconnaître certains termes de notre série type :

— Enfin, mais avec beaucoup plus de réserves, pouvons-nous suggérer que les dolomies qui affleurent sur la plage de Biarritz, aux environs des Rochers de Peyresblanque, associées à des argiles bariolées, et qui sont généralement rapportées au Lias, ressemblent étrangement à certains de nos niveaux ?

— Rappelons pour finir la présence de Muschelkalk dans les forages pétroliers des Landes, signalé à Roquefort par Cuvillier, et plus récemment à Sébastopol 102, à Contis 1, à Saint-

Girons 1 et, plus au Nord, à Trensacq 1 et Lacquy 101, par Stéveaux et Winnock.

Ces auteurs soulignent l'analogie de la série de Sébastopol 102 (où une barre carbonatée de 58 m d'épaisseur, à Dasycladacées et Frondicularia, dolomitique à la base, succède à un épisode évaporitique à sel et anhydrite) avec la série des Pyrénées basques, suggérant que l'absence de sel à l'affleurement serait due à la dissolution, ce sel étant « responsable de la tectonique en écailles des barres du Muschelkalk ».

### III. — ASPECT SEDIMENTOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

Les formations qui composent cette série dérivent pour l'essentiel de milieux infracotidiaux internes de faible énergie : barre carbonatée contenant une proportion importante de pellets et micropellets, pauvre en organismes.

Les sédiments de plus faible énergie (supra à infracotidiaux) se limitent à une mince frange aux deux extrémités de la série : dolomie argileuse de la base, marne dolomitique et calcaires rubanés du sommet.

Par contre, l'apparition des faciès oolithiques au sommet du premier ensemble témoigne, au moins localement, d'une tendance vers un milieu à énergie beaucoup plus forte.

Le Muschelkalk semble donc débiter par une invasion marine très progressive sur une frange marécageuse saumâtre où ont pu se former les argiles à trémies de sel signalées par Muller.

Après un maximum de transgression (limitée au Nord par la flexure celtoquitaine d'après Stéveaux et Winnock) correspondant aux passées oolithiques et aux apports argileux du terme médian, le retour aux conditions confinées et aux faciès évaporitiques va se faire progressivement. Rappelons enfin que c'est peut-être à la fin de cet épisode, et en tous cas très vite au début du suivant (base du Keuper) que commencent à se mettre en place les grandes venues ophitiques de la région.

\* \* \*



**BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE**

- 1) BUSSON G. (1974). — Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale : données sur la Paléogéographie et les conditions de dépôt. *B.S.G.F.*, (7), t. XVI, n° 6.
- 2) CUVILLIER J. (1950). — Le Muschelkalk du grand forage de Roquefort (Landes). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 146.
- 3) DELOFFRE R. (1959). — Etude géologique de la région d'Ascaïn (Basses Pyrénées). *D.E.S.*, Paris.
- 4) DUPOUY-CAMET J. (1952). — Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *Thèse*, Paris. in *Bull. Serv. Carte Géol. France*, (49), 233.
- 5) GORCEIX Ch. (1892). — Notes sur la Géologie des environs de Bayonne. *B.S.G.F.*, (3), t. XX, p. 337.
- 6) KMIECLUCK C. et STEVAUX J. (1971). — Le Bassin triasique d'Aquitaine et ses épisodes évaporitiques. *Bull. Centre Recherches S.N.P.A.*, V. 2, p. 345.
- 7) QUEMENEUR J. (1974). — Les gisements de Magnésite du Pays Basque ; cadre géologique et sédimentologique ; genèse de la Magnésite en milieu sédimentaire. *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle*, Géologie Appliquée, Paris.
- 8) SEUNES J. (1890). — Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du Sud-Ouest de la France. *Thèse Fac. Sc.*, Paris, in *Annales Mines*, (8).
- 9) STEVAUX J. et WINNOCK E. (1974). — Les bassins du Trias et du Lias inférieur d'Aquitaine et leurs épisodes évaporitiques. *B.S.G.F.*, (7), t. XVI, n° 6.
- 10) STUART-MENTEATH P.W. (1880-1881). — Sur la géologie des Pyrénées, de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd. *B.S.G.F.*, (3), t. IX, p. 304.
- 11) VIENNOT P. (1930) — Révision de la feuille de Bayonne. *Bull. Carte Géol. de France*, n° 177, t. XXXIV.

\* \* \*

EXPLICATION DE LA PLANCHE VII

Fig. 1. — Sainte-Engrâce. Dolomies à Pseudomorphoses.  
Gr. = 15 environ.

Fig. 2. — Saint-Michel. Dolomies à Pseudomorphoses.  
Gr. = 15 environ.

Fig. 3. — Saint-Michel Sihite Borda. Calcaire ondulé (niveau à fluorine), structure "parapluie". Gr. = 15 env.

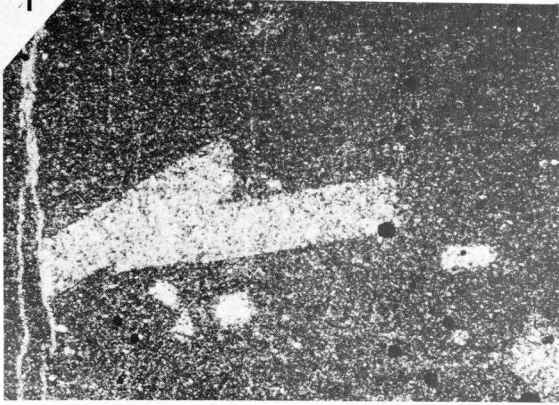
Fig. 4. — Saint-Michel. Calcaire ondulé à Gastéropodes.  
Gr. = 15 environ.

Fig. 5. — Sainte-Engrâce. Calcaire oolithique à Gastéropodes. Gr. = 15 environ.

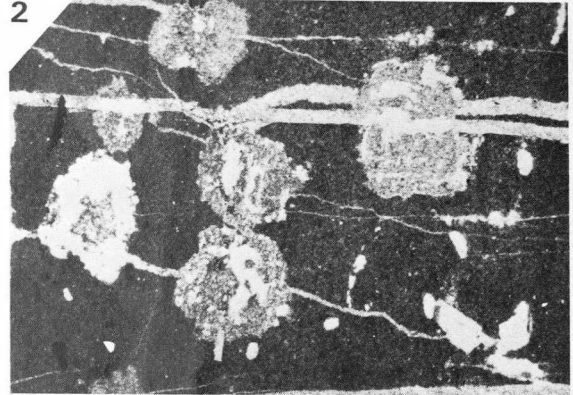
Fig. 6. — Sainte-Engrâce. Calcaire "griotte" à terriers.  
Gr. = 4,5 environ.



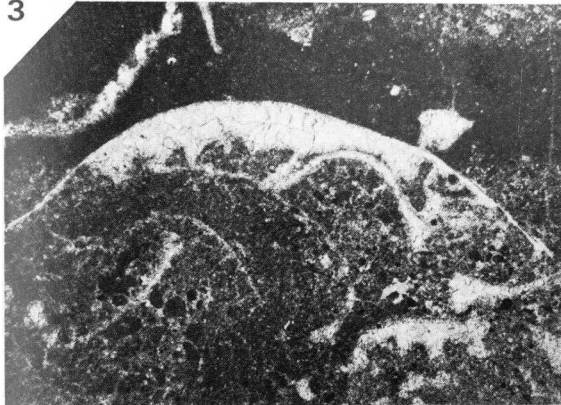
1



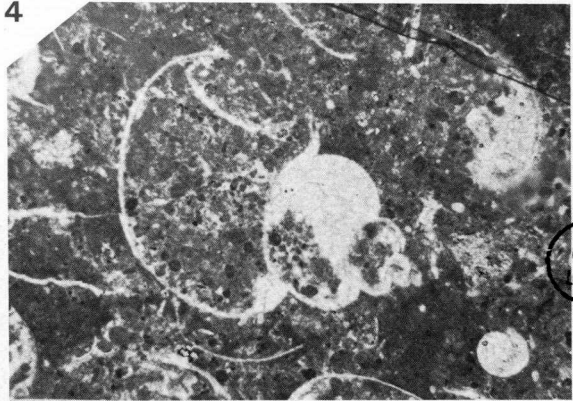
2



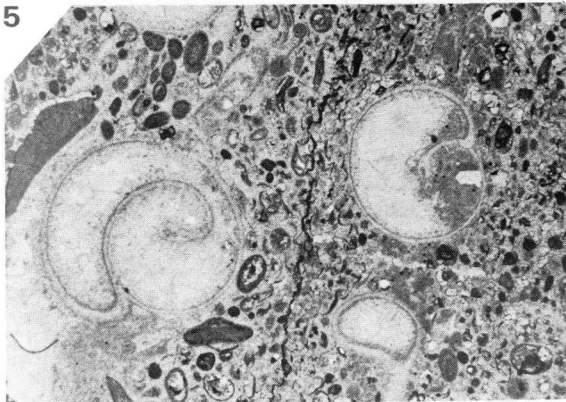
3



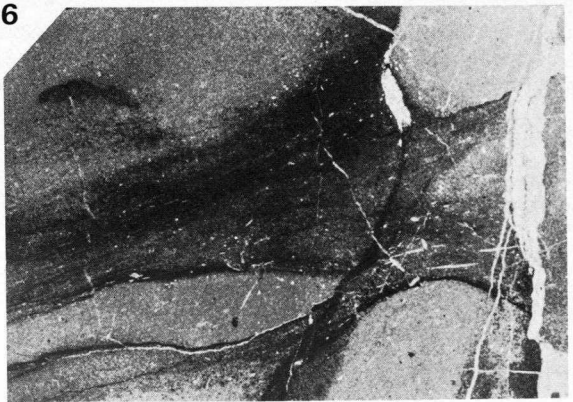
4



5



6





## Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès numidiens tyrrhéniens et de grès glauconieux de Sicile centro-occidentale

par Bernard HOYEZ (\*) et Loïc LE RIBAUT (\*\*)

(Planches VIII à X)

*Sommaire.* — L'exoscopie de grains de quartz en provenance des grès glauconieux des Sicani (Sicile) et du Numidien, met en évidence des caractères évolutifs assez proches, n'excluant pas une origine commune.

*Summary.* — Exoscopic features of quartz grains from glauconitic sandstones of Sicani Mounts (Sicily) and from numidian sandstones show affinities which do not exclude a common origin.

Au cours de la période aquitanaise s. l., des apports quartz-arénitiques importants alimentent divers domaines sud-tyrrhéniens. Ainsi, en Sicile, du matériel quartzueux se rencontre à la fois dans des sédiments de plateforme (série bioclastique et glauconieuse de Campofiorito...) et dans des sédiments abyssaux ou de "rise" (Numidien interne à Numidien externe). Le volume et le synchronisme de mise en place sédimentaire de cette décharge siliceuse posent les problèmes de son origine (province distributive) et des processus de transport l'ayant amenée dans des aires de dépôt différentes. Parmi d'autres éléments de réponse, nous examinerons ici un aspect sédimentologique.

Dans la mesure où les grains de quartz gardent à leur surface l'empreinte de leurs milieux d'évolution successifs, il est possible de restituer leur histoire. La morphoscopie classique (Cailleux et Tricart, 1959) distingue ainsi plusieurs types de formes et d'aspects traduisant les influences de l'agent essentiel de transport. Cependant, depuis une dizaine d'années, cette méthode s'est élargie par les techniques

d'examen des aspects de surface (exoscopie) au microscope électronique à balayage. Elles ont permis d'observer et d'interpréter des actions anciennes partiellement effacées ou des évolutions naissantes.

C'est pourquoi il nous a paru intéressant d'étudier au M.E.B. deux lots d'échantillons : l'un provenant des séries glauconieuses de Sicile centro-occidentale, l'autre provenant du Numidien d'Algérie, de Tunisie et de Sicile (tableau ci-après).

Echantillons	Provenance
F 254 10	Grès glauconieux des Sicani (***)
25305 Q	Grès glauconieux des Sicani (***)
A 29 1	Numidien, Col des Chênes, Ain Draham (Tunisie)
A 29 1 (traité)	Numidien, Col des Chênes, Ain Draham (Tunisie)
A 135 6	Numidien, Djebel Kiou, Medjana (Algérie)
D 41 1	Numidien interne, carrière près de Musa (Sicile)
D 7 1	Numidien interne, Sperlinga (Sicile)
D 5 1	Numidien interne, RN 117, Nicosia (Sicile)
D 5 1 (traité)	Numidien interne, RN 117, Nicosia (Sicile)
D 5 2	Numidien interne, RN 117, Nicosia (Sicile)
D 98 1	Numidien interne, Pizzo Cardache, Troina Sud (Sicile)

(\*) Laboratoire de Géologie appliquée, Université de Lille I, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

(\*\*) C.F.P., 114, cours Maréchal Galliéni, 33400 Talence.

(\*\*\*) Echantillons aimablement communiqués par G. Masclé, que nous remercions vivement.

Note déposée le 15 Juin 1976.

Pour chaque échantillon, environ 50 grains ont été examinés et pour l'ensemble, 200 photographies ont été tirées.

## LES GRES GLAUCONIEUX

Les grains de quartz provenant de ces séries sont tous dépourvus de néogénèses. La forme la plus commune s'inscrit dans une sphère ou un ellipsoïde. Angles et arêtes présentent un degré d'éroulé important. La caractéristique générale est donc un polissage marqué étendu sur la quasi totalité de la surface des grains. Cet état indique une évolution marine en milieu d'énergie peu élevée, vraisemblablement infratidal dans la partie basse d'une plage abritée du déferlement violent des vagues. Des dépôts siliceux secondaires, précipités lors d'un épisode intertidal, apparaissent cependant au fond de certaines dépressions sur des figures de dissolution pédogénétiques. Ces traces sont relativement rares et semblent indiquer un passage rapide d'un domaine intertidal à un domaine infratidal.

Le second caractère manifesté sur la totalité des grains consiste en l'abondance des traces de chocs : croissants et "V". La densité et les dimensions de ces traces témoignent d'un passage par un stade d'érosion très poussée. Ces marques sont exploitées par une usure ainsi que par des figures de dissolution réparties sur toute la superficie des quartz et témoignant de la phase marine postérieure.

Sur certains grains, et uniquement localisées dans les dépressions, s'observent des figures de dissolution pédogénétiques assez semblables à celles qui se produisent dans les horizons A<sub>1</sub> ou A<sub>2</sub> de podzol. Cette étape d'immobilisation se manifeste également sur certains quartz par le dépôt d'une pellicule fine de silice, éclatée et visible à l'emplacement des chocs. Ce type de pellicule peut prendre naissance dans une zone de battement de la nappe phréatique, ou dans certaines zones deltaïques (par exemple, zones de la plaine deltaïque soumises à des alternances d'immersions et de longues émergences, ou bordures de chenaux).

Sous cette carapace siliceuse, on retrouve, plus difficilement, l'empreinte d'un stade éolien, moins marqué que le stade final.

Enfin, partiellement recouvertes par la pellicule, des figures de frottement entament profondément certains grains. Leur origine est problématique et ne peut s'expliquer qu'en imaginant que les grains ont subi de fortes

pressions (comme il peut s'en produire en milieu glaciaire). On les observe également parfois sur des grains de quartz provenant de sédiments riches en éléments grossiers et soumis à une violente érosion ou évoluant sur des plages très battues.

En résumé, deux épisodes éoliens séparés par un intervalle d'immobilisation vraisemblablement pédologique ont précédé le transport des grains en milieu marin côtier abrité de l'action des vagues.

## LES GRES NUMIDIENS

Bien que de provenances géographiques diverses et bien que les prélèvements se soient portés sur des sables, tous les grains de quartz étudiés ont montré à des degrés divers des traces de diagenèse. Le couple dissolution-précipitation se traduit par des plages en creux affectées d'un réseau de caries plus ou moins géométriques, par des dépôts ou coulées de silice disposées préférentiellement sur les arêtes, ou encore des cristallisations rhomboédriques. Le processus tend à créer autour du grain une épaisse pellicule de silice dont la présence gêne considérablement l'analyse.

En choisissant cependant les grains les moins affectés, on distingue clairement les traces d'une évolution marine, dernière étape avant la diagenèse. Les grains, de forme grossièrement sphérique, présentent un net polissage : l'aspect mat morphoscopique résulte principalement des irrégularités des néogénèses.

Des traces de chocs (croissants, "V") à contours nets recouvrent la totalité des grains et témoignent d'actions mécaniques importantes, très certainement éoliennes. Ces traces d'impact ne présentent pas de gradient de polissage mais des figures de dissolution, ce qui indiquerait que l'évolution marine finale se soit produite dans un milieu vraisemblablement profond non soumis aux actions des vagues et de la houle. Les rares traces de chocs à gradient de polissage sont postérieures, toutes éroulées et témoignent donc d'un transport aquatique d'énergie relativement élevée séparant l'érosion de l'évolution infratidale finale.

En résumé, l'histoire révélée par l'exoscopie ne peut guère conduire qu'au schéma synthéti-

que suivant : Eolisation → transport aquatique énergétique (intertidal ?) → évolution infratidale → diagénèse.

La comparaison entre les quartz des grès glauconieux et des grès numidiens conduit à constater une évolution finale de même type : éolisation suivie d'un parcours rapide (peu marqué) dans un milieu aquatique agité et transport final en milieu infratidal. Dans le cas du Numidien, les néogénèses empêchent le décryptage d'une évolution antérieure.

Les résultats de l'exoscopie ne démentent donc aucunement une origine commune éventuelle aux deux types de quartz.

## HYPOTHESES ET CONCLUSIONS

Les reconstitutions paléogéographiques de l'W sicilien, telles qu'elles ont été exposées par Broquet (1968) et Mascle (1973) présentent l'image suivante, au début du Miocène.

Du Sud au Nord, s'étend un domaine de plateforme (Sciaccia) à sédimentation calcarénitique, pauvre en quartz (faciès Ragusa). Ce domaine s'approfondit au Nord (zone de Campofiorito - Cammarata) et s'enrichit en quartz et en glauconie (faciès Bonifato). Par l'intermédiaire d'un seuil à sédimentation réduite (Vicari), on passe à un domaine profond à dominante gréseuse (Numidien externe). Il est très peu probable, ainsi que le soulignent ces auteurs, que l'alimentation des séries en matériel siliceux ait une provenance méridionale. Au niveau de la Sicile, l'hypothèse d'une artère distributrice de quartz à travers la plateforme (canali di piattaforma de Wezel, 1970) n'est étayée par aucun indice.

Faut-il pour autant ne retenir que la solution d'une origine septentrionale ?

Le caractère profond du bassin numidien offre peu de possibilité d'un débordement du

matériel sableux sur la plateforme. D'autre part, les structures sédimentaires et la pétrographie impliquent des modes de dépôts différents sans de véritables transitions.

L'existence au Cap Bon de faciès estuariens ou deltaïques, de même âge, à caractères texturaux très voisins (grès de Fortuna supérieurs) fournit une explication plus satisfaisante. Ces grès se superposent en concordance à une série continue de plateforme et s'étendent au large du Cap vers le N ou le NE sous des épaisseurs importantes (Bismuth et *al.*, 1972). Les mesures de paléocourants (Wezel, 1968 et mesures personnelles) conduisent à imaginer une progradation des corps sableux dans une direction moyenne NNE.

L'histoire générale du dernier cycle des quartz, étayée par l'analyse exoscopique, pourrait être ainsi reconstituée. Après plusieurs phases d'immobilisation continentale et de remise en mouvement par le vent, les grains de sable sont repris par un ou des cours d'eau et distribués dans les lobes d'un delta situé au nord de la plateforme orientale tunisienne. S'ils ne se sédimentent pas définitivement, leur destinée peut alors diverger. Dans un cas, les barres distales progradent vers le large et sont amenées en marge de shelf : des coulées sableuses (\*) sont engendrées qui vont édifier un cône sous-marin profond et napper la plaine abyssale en interférence avec les courants de fond. Dans l'autre cas, les courants de shelf opèrent sur le delta une dispersion, un remaniement et un triage des fractions granulométriques ainsi que le mélange à des minéraux néogénétiques.

En définitive, sur la transversale sicilienne, se réalisent deux séries contiguës à quartz identiques, sans que l'une ait contribué à nourrir l'autre.

---

(\*) Non turbulentes vraisemblablement.

\* \* \*

### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BISMUTH H., LAZAAR A., LORENZ C., RAKUS M. (1972). — Reconnaissance géologique de l'île de Zembra (Golfe de Tunis, Tunisie). *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 275, série D, p. 2807-2810.
- 2) BROQUET P. (1968). — Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse Sciences Lille*, 797 p.
- 3) CAILLEUX A. et TRICART (1959). — Initiation à l'étude des Sables et des Galets, I. *Centre Docum. Univers.*, Paris, 376 p.
- 4) CAIRE A. et CAILLEUX A. (1957). — Morphoscopie des roches gréseuses de la région des Biban (Constantine, Algérie). *Bull. Soc. géol. France*, 6<sup>e</sup> série, t. VII, p. 819-831.
- 5) CAIRE A. et FRANCOIS S. (1953). — Etude morphoscopique du grès medjanien à faciès numidien de Meslane el Kebch (SW du Djebel Morissane, Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat., Doubs*, n° 57, p. 145-148.
- 6) LE RIBAUT L. (1975). — L'exoscopie, méthode et applications. *Notes et Mémoires C.F.P.*, n° 12, 230 p., 456 ph.
- 7) MASCLE G. (1973). — Etude géologique des Monts Sicani (Sicile). *Thèse, Université de Paris VI*, 691 p.
- 8) WEZEL F.C. (1968). — Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 7, p. 417-439.
- 9) WEZEL F.C. (1970). — Geologia del flysch numidico della Sicilia nord-orientale. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 9 (2), p. 225-280.

### EXPLICATION DES PLANCHES

#### Planche VIII

Fig. 1. — Grès glauconieux, échant. F 254 10. Gr. = 120.

Vue générale d'un grain de quartz très évolué, bien arrondi. Cet aspect est caractéristique des grains en provenance des grès glauconieux. Noter les très nombreux croissants de choc d'origine éolienne qui parsèment la surface du quartz.

Fig. 2. — Grès glauconieux, échant. 25305 Q. Gr. = 280.

La grande cupule de choc (1) est d'origine éolienne. Au fond de celle-ci apparaissent des figures de dissolution géométriques (2) dont la localisation dans cette dépression indique une origine pédologique (type horizons A<sub>1</sub> ou A<sub>2</sub> de podzol).

Fig. 3. — Grès glauconieux, échant. 25305 Q. Gr. = 500.

Détail du cliché précédent. On constate que les figures de dissolution sont emplies de dépôts siliceux d'origine intertidale (flèches). Toutefois, ces dépôts sont en voie de dissolution et ne subsistent que dans les figures de dissolution les plus profondes. Le grain de quartz est donc passé de la zone intertidale dans la zone infratidale.

L'évolution du grain de quartz est donc la suivante :  
Eolisation → altération pédologique → évolution intertidale → évolution infratidale.

Fig. 4. — Grès glauconieux, échant. F 254 10. Gr. = 400.

Les traces originellement peu marquées d'une faible éolisation (1) sont exploitées par des figures de dissolution pédogénétiques (2), comme sur les clichés 2 et 3. Mais ici, une seconde éolisation, illustrée par de nombreux croissants de choc (3), a ensuite affecté le grain. Celui-ci a ensuite été repris par une évolution aquatique qui a poli les croissants et les figures de dissolution les plus exposées (4). Les deux phases d'éolisation séparées par un épisode pédologique sont observées sur la plupart des grains de quartz provenant des grès glauconieux.

#### Planche IX

Fig. 5. — Grès glauconieux, échant. F 254 10. Gr. = 830.

Sur ce quartz, on retrouve les deux phases d'éolisation : la première se marque par des croissants de choc très polis (cercles) et la seconde par des croissants de choc mieux marqués, semblables à celui qui figure au centre de ce cliché. Au fond de celui-ci apparaissent des dépôts siliceux intertidaux en voie de dissolution.

Fig. 6. — Grès glauconieux, échant. F 254 10. Gr. = 660.

Sur certains quartz apparaissent des figures de frottement semblables à celle-ci. De telles traces peuvent se former dans les milieux glaciaires et, moins fréquemment, lors de violentes éolisations affectant des sédiments de granulométrie très hétérogène. La fraîcheur de cette figure de frottement semble indiquer pour celle-ci une origine éolienne correspondant à la seconde phase d'éolisation.

Fig. 7. — Grès glauconieux, échant. F 254 10. Gr. = 1180.

L'évolution finale est bien marquée sur ce quartz par l'apparition de nombreuses figures de dissolution géométriques qui exploitent les traces de choc d'origine éolienne.

\*\*

L'ensemble des photographies 1 à 7 permet de retracer l'histoire des quartz provenant des grès glauconieux :

1. - Eolisation souvent peu marquée,
2. - Altération pédologique,
3. - Eolisation violente,
4. - Evolution intertidale,
5. - Evolution infratidale dans une zone peu profonde (type zone immédiatement inférieure à celle du niveau des basses mers de vives eaux).



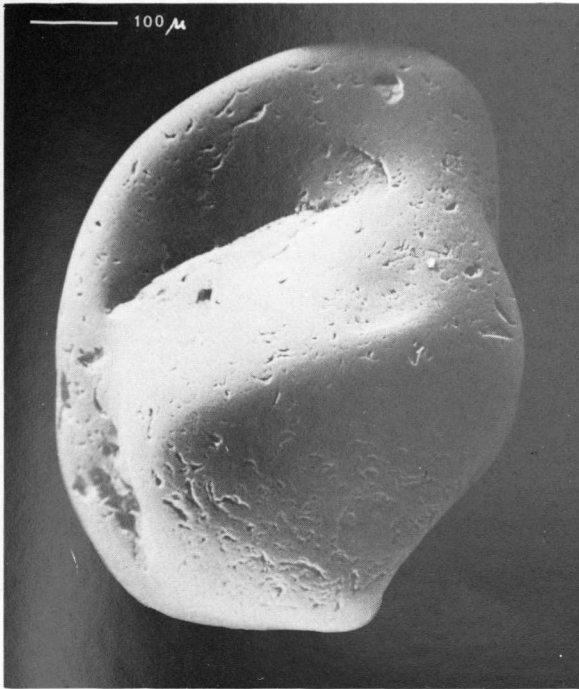


fig 1

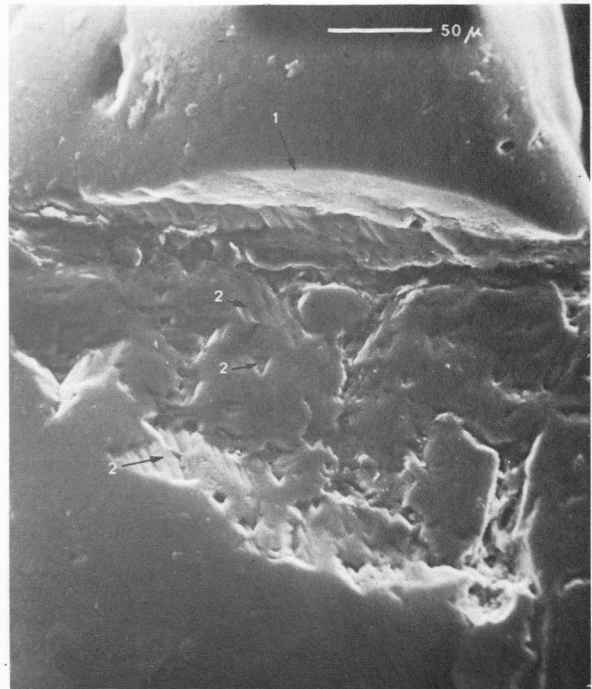


fig 2

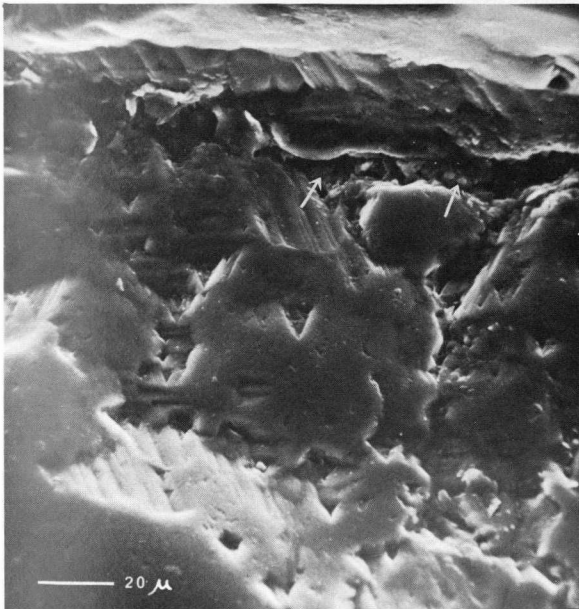


fig 3

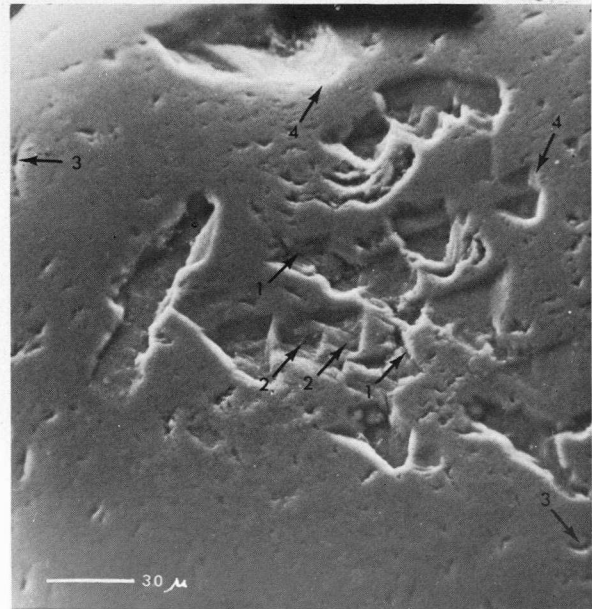


fig 4



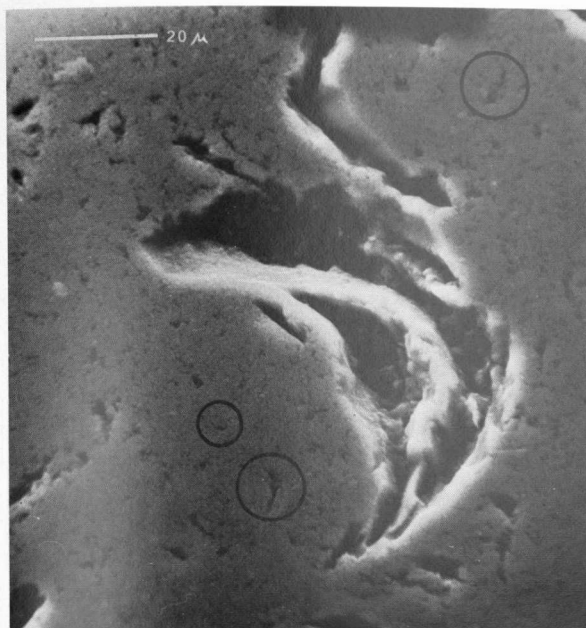


fig 5

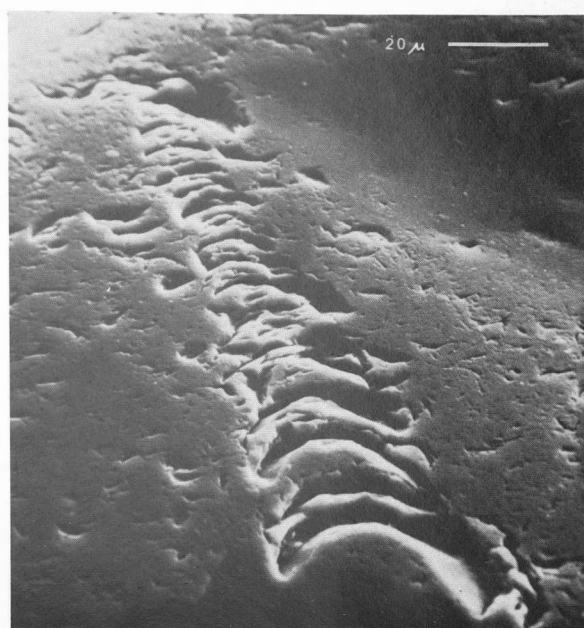


fig 6

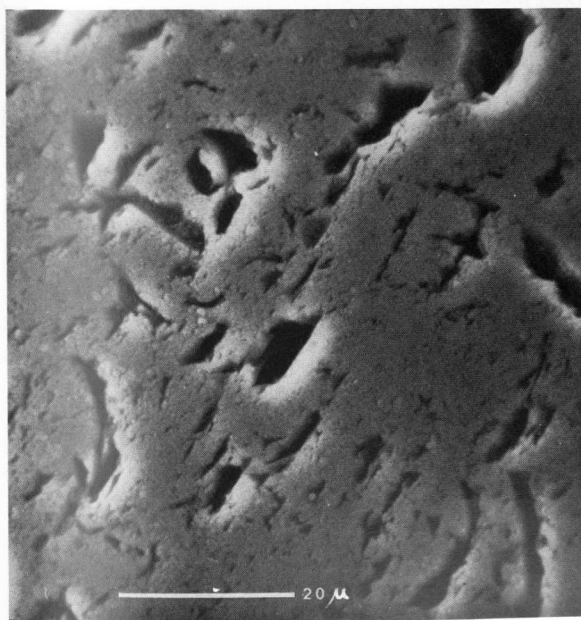


fig 7

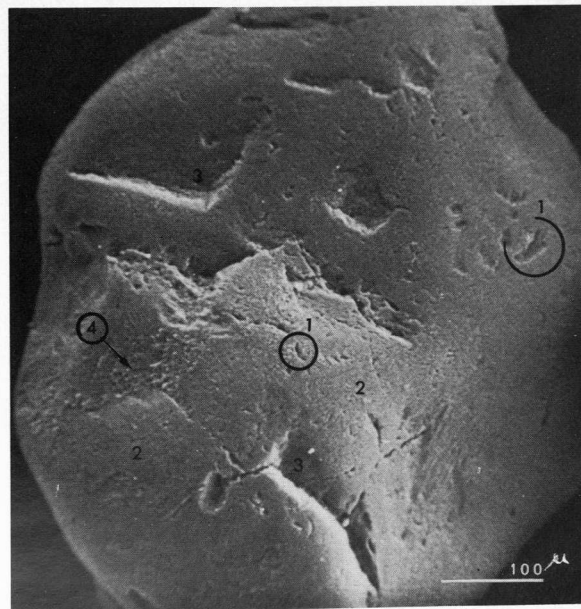


fig 8



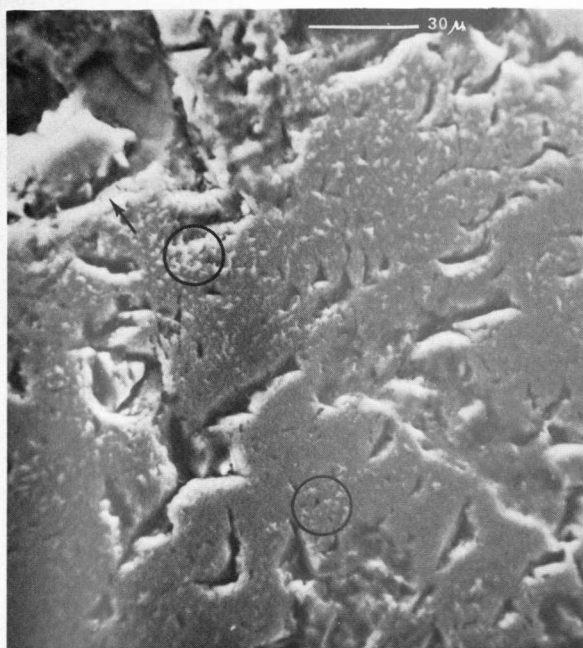


fig 9



fig 10

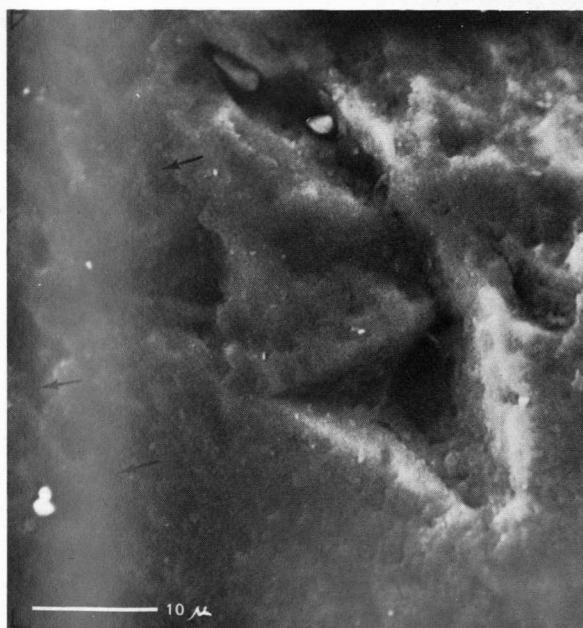


fig 11

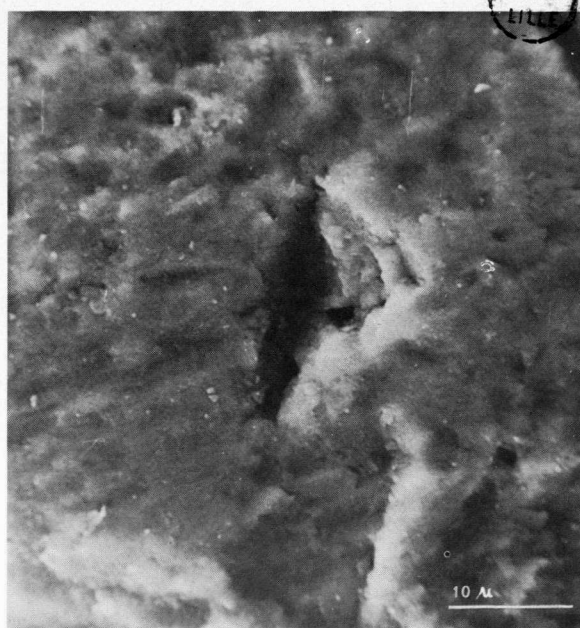


fig 12



Fig. 8. — Grès numidien, échant. D 52. Gr. = 135

Vue générale d'un quartz provenant des grès numidiens. On remarque de très nombreuses traces de choc éoliennes en croissant (1), bien polies par une longue usure marine visible surtout sur les sommets du grain (2). Cette évolution marine s'est produite dans un milieu d'énergie élevée, comme le prouvent de nombreuses traces de choc de grande taille (3) à gradient de polissage. Cet épisode de haute énergie a été suivi d'une longue reprise dans un milieu d'énergie plus modérée : en effet, les sommets du grain présentent moins de traces d'impact que les faces planes. En (4) apparaît la néogénèse finale d'origine diagénétique.

Planche X

Fig. 9. — Grès numidien, échant. D 71. Gr. = 500.

Bel exemple de traces de choc éoliennes polies par une reprise dans un environnement aquatique ; la haute énergie qui régnait dans celui-ci est indiquée par les traces de choc de grande taille (flèche) qui apparaissent par endroits et présentent un contour légèrement émoussé. Les néogénèses diagénétiques parsèment (cercles) la surface du grain de quartz.

Fig. 10. — Grès numidien, échant. D 52. Gr. = 1710.

En (1), croissant de choc éolien poli. La reprise aquatique se marque par des traces de choc à

gradient de polissage ; en (2), V de choc très ancien et très émoussé ; en (3), V de choc récent et en (4), V de choc d'âge intermédiaire.

Fig. 11. — Grès numidien, échant D 52. Gr. = 1680.

Les traces de choc les plus anciennes sont exploitées par des figures de dissolution (flèches) et indiquent que les évolutions aquatiques sont marines.

Fig. 12. — Grès numidien, échant. D 52. Gr. = 1660.

Autre exemple de figures de dissolution. Au centre, une trace de choc fraîche, non encore exploitée par la dissolution, recoupe la surface du grain de quartz. Ses bords polis montrent que l'évolution aquatique finale était d'énergie peu élevée.

\*\*\*

L'ensemble des photographies 8 à 12 permet de retracer l'histoire sédimentaire des quartz provenant des grès numidiens :

1. - Violente éolisation,
2. - Evolution dans un milieu aquatique d'énergie élevée. Les traces de choc à gradient de polissage, dont les plus anciennes sont exploitées par des figures de dissolution, indiquent que cette évolution était marine. Sans doute s'est-elle produite sur une plage agitée,
3. - Reprise marine dans un milieu beaucoup plus calme (zone infratidale),
4. - Diagénèse.

« »





## A propos des critères essentiels ordonnant la composition chimique des nodules océaniques polymétalliques

par H. MAILLOT (\*) et P. DEBRABANT (\*)

(Planche XI)

**Sommaire.** — En s'appuyant sur des analyses microchimiques personnelles et sur la bibliographie récente, les auteurs passent en revue les critères intervenant dans l'élaboration des nodules polymétalliques : bathymétrie, nature et proximité des sources, minéralogie, hétérogénéité du cortex...

Ils proposent un schéma simple faisant intervenir différents facteurs génétiques. Ils insistent sur la complexité des agencements paramétriques : chacun des facteurs agissant seul est capable d'une action très spécifique.

L'intervention simultanée de plusieurs de ces paramètres complique la compréhension du mode de formation des nodules et l'appréhension *a priori* des limites de l'intérêt économique de certains gisements.

**Summary.** — Using their own microchemical analyses and also the recent literature the authors review the criteria necessary for the elaboration of polymetallic nodules : the nature and the proximity of the sources, mineralogy, heterogeneity of the cortex...

They propose a simple model in which different genetic factors enter. They emphasize the complexity of the parametrical arrangements : each factor taken separately is capable of a very specific action.

Several of these parameters acting together make it more difficult to understand how the nodules are formed and how far certain beds may be of economic interest.

Les analyses chimiques, maintenant très nombreuses, ont démontré que les nodules et encroûtements métallifères étaient susceptibles de concentrer activement de multiples éléments (Fe, Co, Mn, Ni, Cu...) notamment des éléments de transition d'intérêt économique.

Ces caractéristiques particulières font que de nombreux auteurs ont tenté de définir les conditions physico-chimiques de la mise en place de ces formations sédimentaires, en particulier dans le but de faciliter leur discrimination et leur recherche.

Cependant, le problème s'avère complexe par suite du grand nombre de paramètres intervenant dans la mise en place de ces nodules

et surtout de la multiplicité de leurs combinaisons.

Notre mise au point attirera l'attention du lecteur sur les principaux critères actuellement retenus dans ce sens et qui peuvent aider à caractériser les nodules. Nous citerons surtout la bathymétrie, la minéralogie, la nature et la proximité des sources, les causes directes de l'hétérogénéité du cortex.

### I. — LA BATHYMETRIE

Selon Price (1967), les environnements des nodules métallifères sont multiples. On en trouvera donc dans des zones peu profondes (inférieures à 300 m), par exemple en Mer Noire (Sevat'Yanov et Volkov, 1966), en Baltique (Manheim, 1965), sur la marge pacifique à faible profondeur (Mero, 1962). Ils sont alors assez peu nombreux et surtout de petite taille.

(\*) Laboratoire de Géochimie sédimentaire, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

Note déposée le 15 Juin 1976.

Ils se développent ensuite avec la profondeur et se rencontrent fréquemment à partir de 4.000 m et au-delà.

Il est certain que le chimisme de ces objets est influencé par leur zone de dépôt. En effet, très schématiquement, on pense que dans l'océan les métaux précipitent à partir de l'eau de mer, tandis que sur le plateau continental ils dérivent de sédiments sous-incombants par diffusion per ascensum (Price et Calvert, 1970).

Ceci se traduit par des accumulations métallifères préférentielles. Ainsi Zn et Pb sont caractéristiques des oxydes néritiques, tandis que Co, Cu et Ni sont plutôt des marqueurs du milieu océanique ouvert (Price, 1967). Entre deux, les nodules de la marge sont pauvres en cuivre et de ce fait se rapprochent des dépôts de mer peu profonde.

En règle générale, V, Ba, Pb, Co, Ti décroissent avec la profondeur (maximum vers 1.000 m); au contraire, Ni et Cu s'accroissent avec la profondeur pour atteindre un maximum vers 5.000 à 6.000 m (Cronan et Tooms, 1969). Dans le détail, les reliefs profonds auront une influence, en ce sens que Ni et Cu se concentreront surtout au niveau des cuvettes; Co, Ti et Pb sur les éminences sous-océaniques. Cette idée de zone à concentrations métallifères optimales est précisée par Pautot et Melguen (1975) qui situent les fonds actuellement riches en nodules d'intérêt économique entre 4.100 et 5.000 m.

Plus bas, la métallisation diminue à nouveau.

## II. — NATURE ET PROXIMITÉ DES SOURCES

A propos des nodules polymétalliques, Mero (1965) distingue plusieurs sources possibles pour leurs substances constitutives: les éruptions volcaniques et les sources sous-marines, les courants, l'altération des roches éruptives basiques, les apports continentaux. Il est certain que la matière des nodules de plateau ou de marge peut prendre son origine dans les apports continentaux, mais elle est bien souvent diluée par l'activité sédimentaire. Nous envisagerons donc schématiquement trois sources essentielles: le volcanisme, la diffusion per ascensum, les courants profonds.

### 1) Le volcanisme.

Arrhenius et al. (1964) précisent que les nodules peuvent avoir une origine volcanique par suite de la précipitation des métaux à partir de solutions ayant lessivé des basaltes. De même, l'existence de champs de nodules au voisinage de pillow lavas (Price et Calvert, 1970) ou la juxtaposition de zéolites aux oxydes métallifères des cortex noduleux (Chamley et al., 1976) impliqueraient une étroite relation entre volcanisme et nodules. Cependant, les auteurs ne sont pas toujours d'accord sur le rôle essentiel du volcanisme. Certains, tels Price et Calvert (1970), lui accordent un rôle secondaire, d'autres (Bender et al., 1970) affirment que les hautes concentrations métallifères sont associées aux régions volcaniques.

### 2) Diffusion per ascensum.

Ce phénomène relie l'élaboration des nodules à leur substratum sédimentaire. Il est évoqué par Price (1967) et Manheim (1970), puis détaillé par Michard (1971). Il fait intervenir les propriétés réductrices de la matière organique présente à quelques décimètres sous l'interface. Le Eh du milieu réduit le manganèse à l'état de  $Mn^{2+}$ . Cet élément peut alors passer en solution et diffuser vers l'interface où les conditions oxydantes le précipitent à nouveau. Le nickel peut également suivre ce cycle (Kornprobst et al., 1973). Le plateau continental, riche en matière organique, peut donner naissance à des nodules métallifères selon ce processus.

Le phénomène paraît plus limité à grande profondeur où la quantité de matière organique se stabilise assez vite. Il ne parvient pas à expliquer les accroissements métallifères que l'on peut rencontrer dans certains sédiments profonds sur des épaisseurs de plusieurs mètres (Bender, 1971). Ces formations enrichies peuvent être couronnées de niveaux noduleux, mais la conclusion que l'on peut tirer de cet ensemble est que le mécanisme d'accumulation est identique pour les nodules et les sédiments sous-incombants. La source également commune est extérieure.

### 3) Courantologie.

Les courants profonds peuvent constituer des causes directes ou indirectes de la précipitation des oxydes métallifères et donc de la formation des nodules. L'action directe d'un

courant profond doit être double, en ce sens que s'il peut être lui-même porteur de colloïdes ou d'éléments métallifères, il doit empêcher la dilution des oxydes qui flocculent ou précipitent, en maintenant le vannage des sédiments fins.

Si les courants ne sont pas porteurs, la précipitation manganésifère ne pourra se maintenir que par un équilibre produit au niveau de l'affrontement de deux influences : celle du courant oxydant et celle de la source qui doit maintenir constant l'apport métallifère.

On peut, dans ce cas, considérer deux schémas très simples envisagés par Pautot et Melguen (1975) : d'une part, l'association des courants profonds à la dissolution des carbonates ; d'autre part, l'affrontement de courants oxydants et de venues hydrothermales dans une zone de faible sédimentation.

Dans le premier cas, on peut considérer que les particules carbonatées solides fixent des hydroxydes métallifères au cours de leur descente vers le fond. En pénétrant dans un courant froid, profond, le carbonate se dissout et la sédimentation se trouve alors concentrée relativement en oxydes métallifères. Le relèvement du niveau de compensation des carbonates peut avoir un effet identique sur une boue carbonatée dont la dissolution conduit à une formation argileuse, enrichie en oxydes métallifères : on se souviendra que la décalcification subactuelle de la craie conduit à une argilite pouvant recéler jusqu'à 3 % de Mn (Bonte et Debrabant, 1973).

Dans le second cas, des venues hydrothermales, chargées de métaux dans les zones de fracture recoupant les dorsales peuvent affronter des courants froids oxydants profonds. Cet affrontement conduit à une précipitation plus ou moins fractionnée des oxydes métallifères et permet à Pautot et Melguen (1975) de cerner la présence de champs de nodules riches au pied des dorsales et sous le niveau de compensation des carbonates.

### III. — MINÉRALOGIE

Comme le chimisme, la minéralogie est affectée par le lieu, la profondeur et l'origine de la formation influençant par là même et au second degré, la métallisation. Buser et Grütter (1956) et à leur suite Cronan et Tooms (1969)

précisent que le manganèse des nodules peut apparaître essentiellement sous quatre phases : la todorokite, la birnessite, une phase manganite de type  $\delta$  MnO<sub>2</sub> (raie principale à 2,4 Å) et une phase amorphe. Quant au fer, il serait toujours amorphe.

Selon Barnes (1967), la minéralogie du manganèse dépendrait du degré d'oxydation et, en particulier, serait en relation avec la bathymétrie. Dans le Pacifique, selon la localisation, Barnes met en évidence trois types de nodules définis par des associations particulières des trois phases cristallisées citées précédemment. Ce qui conduit à penser que les nodules profonds seraient enrichis en todorokite, les nodules de profondeur intermédiaire en birnessite, et les nodules de hauts-fonds sous-marins seraient caractérisés par  $\delta$  MnO<sub>2</sub> (2,4 Å) seul. Ceci implique des liaisons préférentielles avec certains éléments métallifères et peut expliquer partiellement par exemple l'enrichissement en Ni et Cu des nodules profonds : Ni<sup>2+</sup> et Cu<sup>2+</sup> seraient capables de remplacer les ions divalents de la todorokite (R<sup>+</sup>, R<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>) (Mn<sup>4+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mg)<sub>6</sub> O<sub>12</sub>, 3 H<sub>2</sub>O.

Bien entendu, la minéralogie des oxydes joue un rôle important dans la métallisation des nodules, mais il faut également tenir compte du fait que les cortex noduleux ne sont pas formés d'oxydes purs. Ils contiennent en particulier du matériel argileux dont le rôle n'est pas négligeable dans la concentration métallifère (porosité, adsorption, dilution) et dans la définition des sources. Ainsi tel nodule prélevé en Atlantique sud, sur le fond du Vema Channel, présente une association oxydo-métallifère et smectitique impliquant pour la métallisation une origine incertaine pouvant être liée au courant antarctique profond (Chamley et al., 1976). Tandis qu'un échantillon pliocène, prélevé dans la même région est essentiellement zéolitique, associant ainsi la métallisation à des venues hydrothermales.

### IX. — HÉTÉROGÉNÉITÉ DU CORTEX

Pautot et Melguen (1975) soulignent bien le caractère rythmique de la formation des nodules pacifiques et l'impute, soit aux épisodes volcaniques, soit aux pulsations majeures du courant antarctique profond. Des études récentes (Lalou et al., 1974 ; Cronan et Tooms, 1968) effectuées

grâce aux moyens de la microscopie et du microsondage électronique, mettent bien en évidence la multiplicité des couronnes constituant les cortex nodulaires.

Les fig. a et b de la Pl. XI donnent un exemple de cette complexité, dans le cortex d'un petit nodule subactuel, prélevé en Atlantique sud, sur le fond du Vema Channel (Debrabant et Maillot, 1976).

On peut simplifier en considérant que dans le cortex d'un nodule intervient généralement une succession de structures festonnées au sens de Lalou et *al.* (1974) séparées par de minces liserés très métallifères ; cette succession étant elle-même interrompue par l'arrêt de la métallisation et l'intervention de couronnes essentiellement silicatées.

Il va sans dire que la répartition métallifère soumise à de telles fluctuations n'a rien d'homogène. La fig. 1, correspondant aux balayages simultanés de Mn et Ni dans le cortex du nodule (Pl. XI, fig. a) en donne une représentation. Cette apparente complexité est soumise à plusieurs critères dont les principaux sont : la vitesse d'accrétion, l'oxydo-réduction, les agents complexants et, pour certains auteurs (Monty, 1973), l'intervention biochimique.

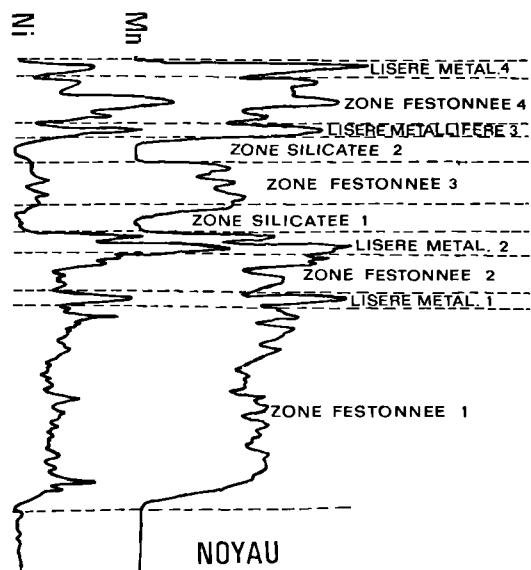


Fig. 1. — Exploration à la microsonde électronique du cortex d'un nodule polymétallique prélevé en Atlantique sud. (Expédition « Géobrézil » du N. O. J. Charcot) : balayages simultanés du manganèse et du nickel.

### 1) La vitesse d'accrétion.

Quand on étudie dans le détail le cortex d'un nodule du type de celui de la fig. a, Pl. XI, on constate que l'arrêt de la métallisation (correspondant à un ralentissement du phénomène générateur) est précédé d'un accroissement relatif (fig. 1) de la précipitation du manganèse et de ses satellites (Ni, par exemple). Par ailleurs, tel nodule qui s'est édifié en plusieurs fois, a priori lentement, s'opposera à tel autre nodule, prélevé au voisinage de la lysocline hydrographique dont les rapides variations ont ramené la précipitation carbonatée au niveau du cordon noduleux, avant sa lithification (Debrabant et Maillot, 1976). Dans ce dernier cas, non seulement le cortex est plus mince mais encore du calcium a pu diffuser vers l'intérieur, diluant d'autant les concentrations métallifères.

### 2) L'intervention biochimique.

Envisagée par certains auteurs, cette intervention peut être vue dans l'existence des structures festonnées ou microstromatolitiques qui forment des couronnes parfaitement différenciées dont la surface se présente comme la juxtaposition de micronodules (Pl. XI, fig. c) parfaitement hémisphériques (Pl. XI, fig. d) reposant sur un plancher tout à fait lisse (Pl. XI, fig. e). Quelle que soit leur origine, ces formations ont des propriétés particulières concentrant préférentiellement Mn et Ca (Lalou et *al.*, 1974) au détriment de Fe et Si (Debrabant et Maillot, 1976).

Rappelons que la complexation par les substances organiques (chélates) ou par des dérivés de l'activité organique ( $\text{NH}_3$  par exemple) intervient dans la répartition des éléments de transition. En particulier, elle peut faciliter leur oxydation.

Ainsi, en se référant à Harvey et Porter (1967), dans le complexe hexamine :  $\text{Co}(\text{NH}_3)_6^{2+}$ , le cobalt peut être oxydé dans les conditions standards, à un potentiel voisin de 0 volt ; tandis que l'équilibre  $\text{Co}_2^{2+} \rightleftharpoons \text{Co}^{3+} + e^-$  demande un potentiel de 1,83 volt, très au-delà de ce que l'on peut observer dans le milieu sédimentologique naturel.

### 3) L'oxydoréduction.

Nous avons vu ci-dessus que les ralentissements de la vitesse d'accrétion conduisaient à des concentrations préférentielles. Ceci est

en relation directe avec les observations de Pautot et Melguen (1975) qui remarquent que les nodules les plus riches en Ni et Cu, se situent au niveau des ralentissements courantologiques. Il ne s'agit pas dans ce cas d'un apport plus grand en Mn et Ni, mais simplement d'un enrichissement relatif par rapport au fer qui précipite plus tôt, comme le montre le graphe de la fig. 2. Nous avons calculé ce graphe à l'aide des données de Garrels et Christ (1967). Il n'a qu'une valeur indicative, puisqu'il est construit dans les conditions standards. Cependant, il répond à deux critères : l'état cristallin des précipités du manganèse

(et du nickel) opposé à l'aspect amorphe de l'oxyde de fer (Cronan et Tooms, 1969) et l'utilisation des concentrations ordinairement voisines de celles de l'eau de mer (Hornes, 1969).

Ce schéma très simple permet de visualiser plusieurs faits :

- les domaines de précipitation des oxydes de nickel et de manganèse sont largement recouvrant et éloignés de celui du fer ;
- lorsque  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  commence à précipiter,  $\text{Mn}^{2+}$  et  $\text{Ni}^{2+}$  sont toujours en solution ;
- un accroissement progressif du Eh fait d'abord précipiter Fe, puis Fe et Mn (Ni), puis (Fe) et Mn-Ni.

Ainsi l'affrontement de deux composantes de deux courants porteurs, l'un oxydant, l'autre métallifère, aboutit très simplement à l'enrichissement préférentiel de certaines zones (fig. 3a) : les fluctuations de ces composantes pouvant être à l'origine du dépôt de pellicules successives, de compositions chimiques différentes (fig. 3b).

On comprend également qu'un même champ de nodules pourra présenter des enrichissements, en métaux d'intérêt économique, variables selon les zones.

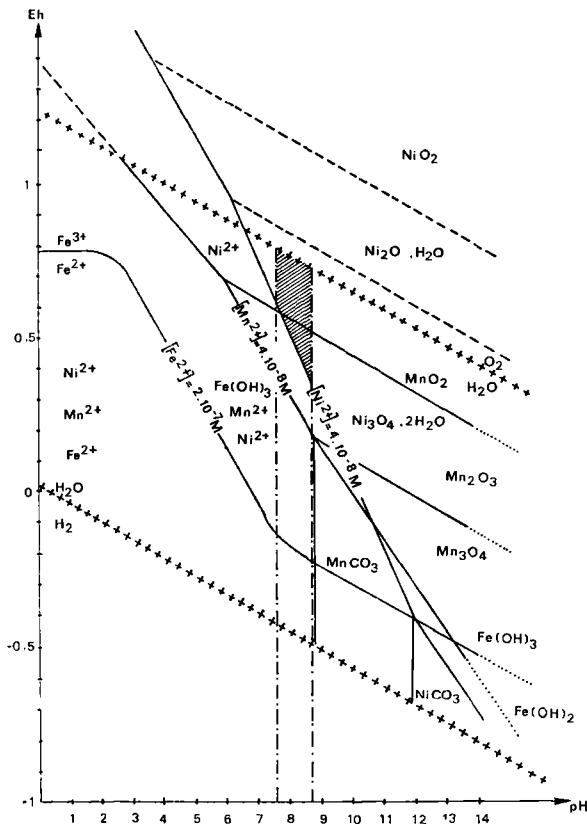


Fig. 2. — Schéma simplifié (conditions T, N, P) des domaines de précipitation du Fe, Mn, Ni (d'après les données de Garrels et Christ, 1967).

On remarquera le recouvrement des domaines du nickel et du manganèse expliquant, au niveau des cortex nodulaires, leur liaison ainsi que leur antagonisme commun pour Fe (dilué lorsque Ni et Mn s'incorporent à leur tour dans le nodule).

L'intervalle de pH (7,5 à 8,5) correspond grossièrement au domaine marin.

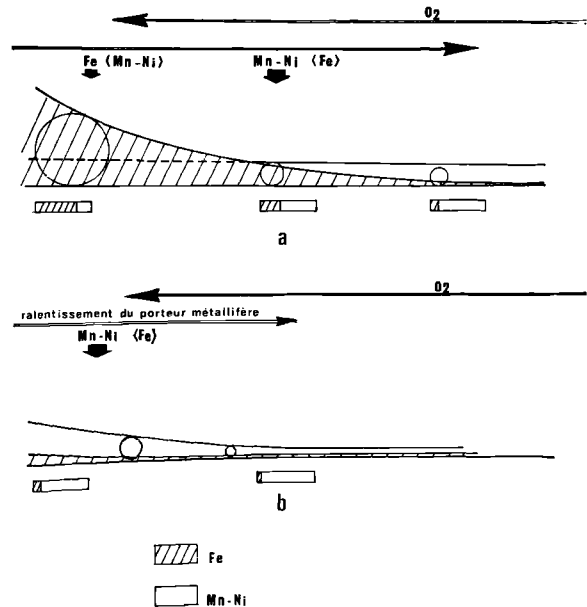


Fig. 3. — Enrichissement progressif des nodules en métaux nobles lors d'un affrontement courantologique.

## CONCLUSION

Après avoir passé en revue les principaux critères qui président à l'élaboration des nodules polymétalliques, on conçoit aisément qu'il soit difficile de prévoir l'intérêt économique d'un gisement de nodules.

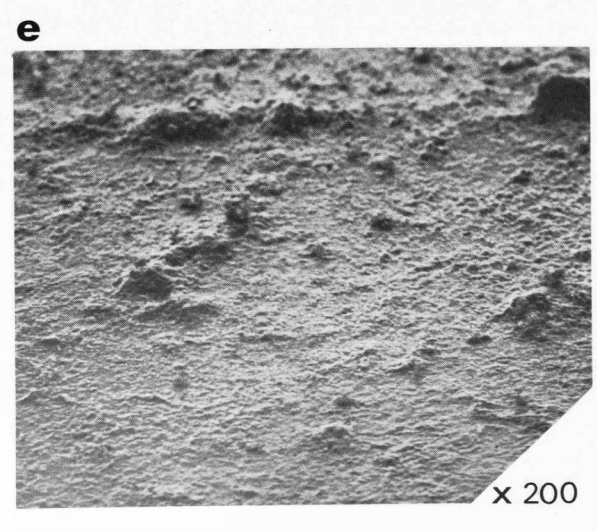
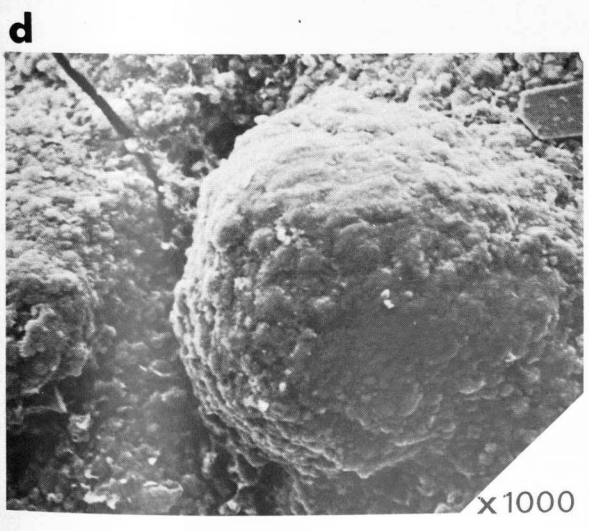
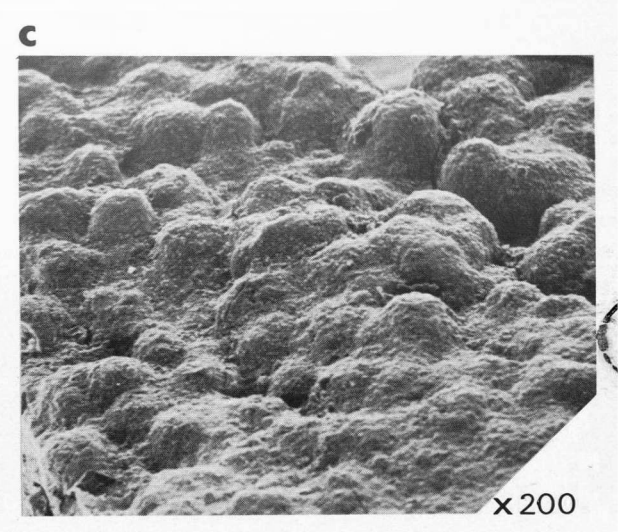
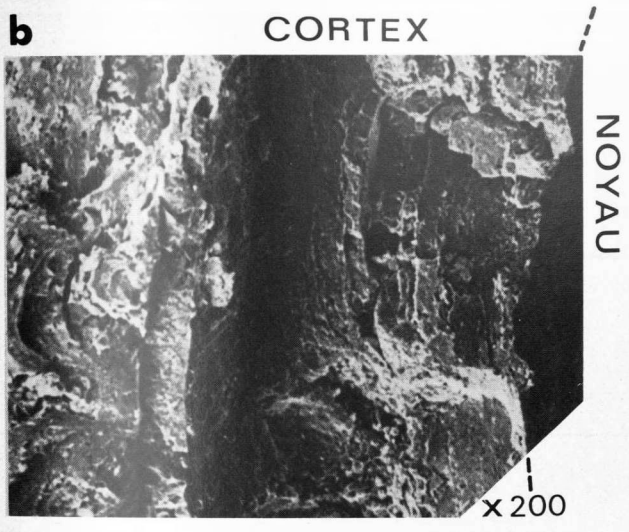
Il est certain qu'il serait vain de lier directement la richesse métallifère des nodules à leur taille et à leur nombre. En effet, non seulement

l'origine de la métallisation ainsi que l'environnement des précipitations interviennent, mais également la structure du cortex et le rythme de sa formation sont de première importance.

*Remerciements.* — Monsieur PAUTOT et Mademoiselle MELGUEN nous ont confié les échantillons qui nous ont permis l'étude en microscopie électronique et en micro-analyse grâce à l'accueil de MM. les Professeurs VIVIER et LEROY. Que ces personnes trouvent ici l'expression de nos remerciements.

## BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARRHENIUS G., MERO J. et KORKISCH J. (1964). — Origin of oceanic manganese nodules. *Sciences*, 144, p. 170-173.
- 2) BARNES S.S. (1967). — Minor element composition of ferromanganese nodules. *Sciences*, 157, p. 63-65.
- 3) BENDER M.L., KU T. et BROECKER W.S. (1970). — Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules. *Earth Planetary Sc. Letters*, 8, p. 143-148. North Holland Publ. Co.
- 4) BENDER M.L. (1971). — Does upward diffusion supply the excess manganese in pelagic sediments. *Journ. of Geophys. Res.*, vol. 76, n° 18, p. 4212-4215.
- 5) BONTE A., DEBRABANT P. (1973). — Etude géochimique de l'argile résiduelle de la craie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIII, 2, p. 95-115.
- 6) BUSER W. et GRUTTER A. (1956). — Über die natur der manganknollen. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, vol. 36, p. 49-62.
- 7) CHAMLEY H., DEBRABANT P., HOFFERT M., MAILLOT H., MELGUEN M. (1976). — Evolution des faciès sédimentaires sur le Rio Grande Rise et dans le Vema Channel (Atlantique sud) à la fin du Cénozoïque. A paraître in *Marine Geology*. Elsevier, Edit., Amsterdam.
- 8) CRONAN D.S., TOOMS J.S. (1968). — A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from the northwest Indian Ocean. *Deep-Sea Research*, vol. 15, p. 215-223. Pergamon Press, Edit., London.
- 9) CRONAN D.S., TOOMS J.S. (1969). — The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans. *Deep-Sea Research*, vol. 16, p. 335-359. Pergamon Press, Edit., London.
- 10) DEBRABANT P., MAILLOT H. (1976). — Les accumulations métallifères dans les sédiments récents de la région du Vema-Channel (Atlantique Sud). A paraître in *Chemical Geology*. Elsevier, Edit., Amsterdam.
- 11) GARRELS R.M., CHRIST C.L. (1967). — Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Gauthier-Villars, Edit., Paris.
- 12) HARVEY K.B., PORTER G.B. (1967). — Introduction à la chimie physique minérale. Dunod, Edit., Paris.
- 13) HORNES R.A. (1969). — Marine chemistry, the structure of water and the chemistry of the hydrosphere. John Wiley and Sons, Edit., New-York.
- 14) KORNPROBST C., BOULEGUE J. et MICHARD G. (1973). — Remobilisation du manganèse dans les sédiments superficiels du Bassin Angolais. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 276, p. 145-148.
- 15) LALOU C., BRICHET E., LE GRESSUS C. (1974). — Etude d'un nodule de manganèse au microscope électronique à balayage et par microanalyse X. Implication dans le mode de formation des nodules. *Ann. Inst. Océanogr. Paris*, t. 49, vol. 1, p. 5-17.
- 16) MANHEIM F.T. (1965). — Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. *Narragauett Marine Lab. occ. Publ.*, vol. 3, p. 217-276.
- 17) MANHEIM F.T. (1970). — The diffusion of ions in unconsolidated sediments. *Earth and Planetary Sc. Letters*, vol. 9, p. 307-309. North Holland Publ. Co.
- 18) MERO J.L. (1962). — Ocean-floor manganese nodules. *Econ. Geol.*, vol. 57, p. 747-767.
- 19) MERO J.L. (1965). — The mineral resources of the sea. Elsevier, édit., Amsterdam.
- 20) MICHARD G. (1971). — Theoretical model for manganese distribution in calcareous sediments cores. *Journ. of Geophys. Res.*, vol. 76, n° 9, p. 2179-2186.
- 21) MONTY C. (1973). — Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 276, p. 3285-3288.
- 22) PAUTOT G. et MELGUEN M. (1975). — Courants profonds, hiatus sédimentaires et nodules polymétalliques. In *Sédiments actuels des grands fonds*. IX<sup>e</sup> Congrès intern. de Sédim., Nice, t. 8, p. 57-64.
- 23) PRICE N.B. (1967). — Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments. *Marine Geol.*, vol. 9, p. 145-171. Elsevier Publishing Co, Amsterdam.
- 24) SEVAT-YANOV V.F. et VOLKOV I.I. (1966). — Chemical composition of iron-manganese concretions of the Black-sea. *Dohl. Akad. Nauk. SSSR.*, vol. 166, p. 172-174.







EXPLICATION DE LA PLANCHE XI

Détails ultramicroscopiques de deux petits nodules polymétalliques de la campagne « Géobrésil » du N. O. J. Charcot.

Fig. a. — Balayage du cortex à la microsonde électronique du nodule n° 6. (fig. 1).

Fig. b. — Détail du contact entre le cortex et le noyau du nodule n° 85.

Fig. c et d. — Structure externe à divers grossissements des pellicules concentriques du cortex du nodule n° 85.

Fig. e. — Structure interne des pellicules concentriques du cortex du nodule n° 85.

————— « » —————



## L'Aptien du Boulonnais (\*)

par F. AMEDRO (\*\*) et J. MANIA (\*\*\*)

*Sommaire.* — L'étude détaillée d'affleurements récents et de coupes anciennement décrites a permis une bonne corrélation des niveaux de l'Aptien du Boulonnais. Après la description de onze coupes, il a été possible de définir trois formations qui sont, du bas vers le haut, celles du Cat Cornu, de Verlincthun et de Wissant. Chaque formation datée par une faune d'ammonites peut être comparée à des niveaux décrits dans le Kent (Angleterre). Des lacunes sont observées ainsi que des variations d'épaisseur et de faciès sur l'ensemble du Boulonnais. Nous montrons que la période aptienne est caractérisée par des venues et des retraits successifs de la mer qui sont à l'origine de la condensation d'espèces d'ammonites d'âge différent dans certains niveaux phosphatés, on remarque ainsi :

- une première invasion marine (formation du Cat Cornu) dans la partie occidentale du Boulonnais (Samer à Wissant) dès l'Aptien inférieur,
- une régression accompagnée de remaniements,
- une grande transgression (formation de Verlincthun) à la base de l'Aptien supérieur, qui se manifeste jusqu'au massif de Ferques,
- une dernière pulsation transgressive au sommet de l'Aptien supérieur (formation de Wissant).

*Summary.* — Detailed study of new outcrops and sections formerly described has permitted a good correlation of Aptian earth-levels. After the description of eleven sections it has been possible to define three structures which are from down to up those of Cat Cornu, of Verlincthun and of Wissant. Each structure dated by Ammonites fauna can be compared with earth-levels described in the Kent (England). Hiatus are observed as variations of thickness and facies on the whole of Boulonnais. We show that Aptian period is characterized by successive penetrations and recessions of the sea which are at the origin of ammonites species condensation of different ages in some phosphated levels, it is possible to note :

- a first marine invasion (formation of Cat Cornu) in the occidental country of Boulonnais (Samer to Wissant),
- a regression with modifications,
- a great transgression (formation of Verlincthun) at the base of the upper Aptian, which appears as far as Ferques mass,
- a last transgressive pulsation at the top of upper Aptian (formation of Wissant).

### I. — HISTORIQUE DES RECHERCHES

L'ensemble des sables plus ou moins argilo-glaucosés qui se placent en Boulonnais entre les formations wealdiennes et les argiles albiennes,

fut l'objet de quelques notes fragmentaires dès le XIX<sup>e</sup> siècle (1, 4, 5, 13, 15, 18), mais n'a été étudié dans son ensemble que par Rigaux en 1902 (19), dont les conclusions furent réinterprétées par Dutertre en 1923-1936 (8, 9, 10, 11, 12).

(\*) Ce travail est aussi celui de J.P. Destombes. Nous tenons à lui rendre hommage pour la patience avec laquelle, durant 35 ans, il parcourut le Boulonnais à la recherche de toutes les coupes momentanément visibles. Sa disparition récente ne lui aura malheureusement pas permis de voir le résultat de cette recherche commune.

(\*\*) 24, rue Dutarte, 62100 Calais.

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

Note déposée le 15 Juin 1976.

Après de minutieux levés, ces deux auteurs reconstituèrent la succession des couches qu'ils corrélèrent avec les formations homologues reconnues dans le Kent par Topley en 1875 (21).

Ce dernier avait en effet subdivisé de haut en bas le Lower Greensand (ensemble des couches sablo-argileuses intercalées entre les Wealden Beds et le Gault) en :

*Folkestone Beds* : sables glauconieux avec bancs de grès calcaro-glauconieux,

*Sandgate Beds* : argiles glauconieuses,

*Hythe Beds* : grès calcaires,

*Atherfield clay* : argiles brun rougeâtres,

chaque série portant le nom de la localité où elle a été définie.

La présence d'*Ammonites regularis* et d'*A. mammillare* au sommet des *Folkestone Beds*, rattachait les derniers mètres de la formation à l'étage albien. Par contre, la masse principale du Lower Greensand correspondait à l'étage aptien.

Suivant les travaux anglais, Rigaux, puis Dutertre reconnurent ainsi dans l'ensemble de la série boulonnaise :

— l'Albien :

4. Sables grossiers avec *Douvilleiceras mammillatum* (*Folkestone Beds*).

— l'Aptien :

3. Sables blancs (*Folkestone Beds*).
2. Argile noire à *Ostrea leymyerii* et sables ferrugineux à *Trigonia alaeformis* (*Sandgate Beds*).
1. Gravier de base à *Cheloniceras cornuelianum* (*Hythe Beds*).

Les recherches de Spath (20), Kirkaldy (14) et plus récemment de Casey (6) ont permis d'établir pour le Sud-Est de l'Angleterre une échelle biostratigraphique très détaillée, basée sur les Ammonites (fig. 1). Il convient donc, grâce aux observations réalisées ces dernières années, de préciser la stratigraphie des dépôts aptiens du Boulonnais et de revoir, en fonction de la paléontologie, les corrélations avec l'Est du Kent.

## II. — DESCRIPTION DES COUPES

La position et la représentation géométrique des coupes fait l'objet de la fig. 2. Onze coupes sont analysées.

- 1) **Wissant** (X = 553,5 ; Y = 356,1).

Les observations ont été réalisées sur l'estran en 1972 et 1975 à la faveur de conditions exceptionnellement favorables.

On observe de haut en bas la succession suivante :

g) niveau phosphaté (0,03 m) à fossiles albiens : *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim), *Beudanticeras newtoni* Casey et à Ammonites aptiennes : *Hypacanthoplites*, remaniées des sables sous-jacents,

f) sables argilo-glauconieux gris (0,50 m) à nodules phosphatés noirs épars. Vers le milieu, concrétions grésio-ferrugino-phosphatées parfois très volumineuses. Certains nodules ne sont qu'une lumachelle de Lamellibranches dont *Pterotrigoia mantelli* Casey, de Brachiopodes ou d'Ammonites : *Hypacanthoplites* (\*), associés à de petits Oursins (*Phyllobrissus* sp.) (7) et pétris de restes végétaux,

e) sables argilo-glauconieux gris (0,50 m) identiques aux précédents mais présentant de nombreuses traces d'organismes fousisseurs. A la base, on observe un lit de nodules grésio-ferrugineux fusiformes qui peuvent atteindre 30 cm de long, associés à de nombreux débris de bois. Les rares nodules phosphatés épars ont fourni un *Hypacanthoplites*. Le contact avec le niveau sous-jacent est tranché et correspond à un arrêt dans la sédimentation,

d) sables blancs à stratification oblique. Epaisseur présumée : 3 m,

c) argile sableuse glauconieuse verdâtre à lentilles très riches en glauconie. De rares petits nodules phosphatés marrons y sont visibles. Le passage avec le lit sus-jacent est graduel et se fait sur environ 30 cm. Epaisseur présumée de l'ensemble : 3 m (une lacune d'observation interrompait en effet la succession dans la partie moyenne de cette couche),

b) grès ferrugineux glauconieux (0,25 m) avec cristaux de pyrite, qui a livré des débris de bois, de grandes huîtres et des Lamellibranches indéterminés,

a) argile sableuse glauconieuse (vue sur 1 m) à lentilles très glauconieuses qui deviennent de plus en plus grosses vers le bas, ce qui accentue la coloration verte de la roche. De petits nodules phosphatés et des cristaux de pyrite sont disséminés dans la masse. Nous avons pu en outre observer dans cet ensemble cinq lits d'huîtres : *Ostrea* (*Liostrea*) *leymerii* Leymerie, *Exogyra latissima* (Lamarck), *Alectryonia* cf. *macroptera* (J. de C. Sowerby), distants les uns des autres de 10 à 15 cm.

A cette description, il faut ajouter la récolte sur l'estran d'un fragment d'Ammonite *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *crassum* Spath, non en place mais de signification très importante.

Le haut intérêt de cette coupe, la plus complète du Boulonnais, est de montrer que la faune à *Hypacanthoplites* des bancs supérieurs est nettement séparée des sables blancs sous-jacents par une discontinuité sédimentologique. Ce fait permet de distinguer deux formations distinctes :

(\*) L'étude de cette faune d'*Hypacanthoplites*, qui comprend entre autres *H. rubricosus* Casey, *H. anglicus* Casey, *H. spathi* Dutertre et *H. Jacobi* (Collet), actuellement en cours, fera l'objet d'une publication ultérieure.

LITHOSTRATIGRAPHIE		LITHOLOGIE		BIOSTRATIGRAPHIE DES AMMONITES		ECHELLE ZONALE DE CASEY, 1961		
						Sous-zones	Zones	Etages
Gault		argile grise						mojen
LOWER GREENSAND	Folkestone Beds	Sulphur band Pl. Ph. Sables glauconieux avec bancs de grès calcaire-glauconieux Ph. Ph. Ph. Ph.	+ <i>h. raulinianus</i> + <i>P. pus sianus</i> + <i>Cl. floridum</i> <i>Sommeratia kitchini</i>  <i>L. regularis</i>  <i>L. regularis</i> <i>H. jacobi</i> + <i>H. anglicus</i> <i>H. rubricosus</i>	<i>P. pusosianus</i> <i>O. raulinianus</i> <i>C. floridum</i> <i>S. kitchini</i> <i>L. regularis</i> <i>H. milletoides</i> <i>F. famhamensis</i>	<i>Doutilleceras mamillatum</i>  <i>Leymeriella tardifurcata</i>	inférieur	ALBIEN	
	Sandgate Beds	Sables blancs  argile glauconieuse Ph.	<i>Nolaniceras aff. nolani</i>  <i>P. nutfieldensis</i>  <i>Ch. iurtonfi</i>	<i>H. anglicus</i> <i>H. rubricosus</i> <i>N. nolani</i> <i>P. cuningtoni</i> <i>T. subarcticum</i>  <i>Ch. buxtonfi</i> <i>Ch. gracile</i> <i>Ch. debile</i> <i>Ch. meyndorffi</i> <i>D. transitoria</i>	<i>Hypacanthophiles jacobi</i>  <i>Parahoplites nutfieldensis</i>			supérieur
	Hythe Beds	Grès calcaire	<i>Ch. meyndorffi</i> <i>Ch. crassum</i> + <i>Ch. cornelianum</i> + <i>Dufrenoyia</i> <i>F. hillsi</i> <i>Ch. parinodum</i>	<i>D. grandis</i> <i>Ch. parinodum</i>	<i>Cheloniceras martinotiles</i>  <i>Tropaeum bouvierbanti</i>	inférieur	APTIEN	
	Atherfield Clay	argiles brun rougeâtre	<i>D. callidiscus</i> + <i>D. forbesi</i>	<i>D. kiliani</i> <i>D. fittoni</i> <i>P. absolutus</i> <i>F. bodet</i>	<i>Deshayestes deshayesti</i>  <i>Deshayestes forbesi</i>  <i>Prodeshayestites fisticostatus</i>			

Fig. 1. — Comparaison entre lithostratigraphie, biostratigraphie et chronostratigraphie dans l'Est du Kent.

— au sommet : la formation de Wissant (bancs e et f; sables à *Hypacanthoplites*) symbolisée par FW dans les figures,

— immédiatement au-dessous : la formation de Verlincthun (bancs a à d; sables argilo-glaucosieux passant progressivement vers le haut à des sables blancs), dont nous n'avons pas pu voir la base à Wissant, mais qui a été observée dans son ensemble à Verlincthun (coupe 11) (FV dans les figures).

2) "Minière" de Blacourt (X = 558,4; Y = 350,3).

Rigaux en 1902 (19) y a décrit une formation d'argiles noires à grandes huîtres (*Ostrea leymerii* Leymerie) qui semblent correspondre à celles de Wissant.

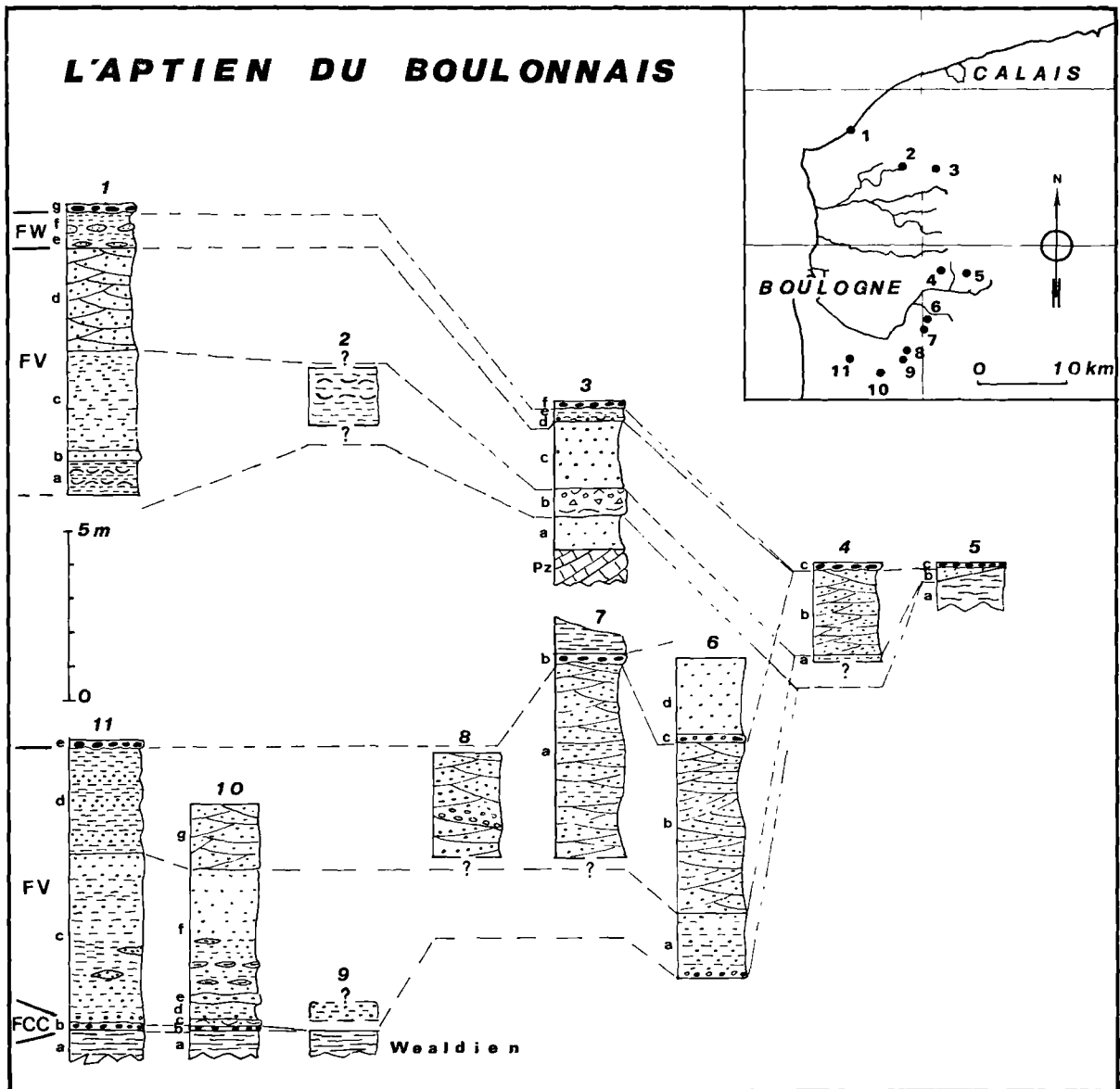


Fig. 2. — Corrélations entre les coupes aptiennes du Boulonnais.

FW : Formation de Wissant. — FV : Formation de Verlincthun. — FCC : Formation du Cat Cornu.

3) **Carrière du Grisot** (X = 562,0 ; Y = 348,4).

On peut observer actuellement la coupe suivante :

- f) niveau phosphaté (0,20 m) à fossiles albiens : *Beudanticeras newtoni* Casey, *Douvilleiceras* sp., et à Ammonites aptiennes remaniées : *Hypacanthoplites*,
- e) argiles légèrement glauconieuses (0,10 m),
- d) sables argileux (0,25 m) légèrement glauconieux. Les 10 cm inférieurs sont très riches en fossiles : *Pterotrigonia* sp., *Janira* sp., Lamellibranches indéterminés, bois. Il faut ajouter à cette liste un *Hypacanthoplites* non trouvé en place mais qui provient vraisemblablement de ce niveau. Lit de graviers à la base,
- c) sables jaunâtres (2 m) localement plus grossiers,
- b) banc microconglomératique lumachellique (0,40 m) à oolithes ferrugineuses. On peut y récolter de nombreuses petites huîtres : *Ostrea arduennensis* (d'Orbigny), des fragments de grandes huîtres et des *Lopha* du groupe de *Lopha diluviana* (Linné) accompagnés de quelques rares Brachiopodes frasnien remaniés des terrains sous-jacents. Cette couche passe latéralement à des niveaux conglomératiques déconsolidés à épaisseur plus grande (2 m) reposant sur les argiles de décalcification des calcaires dévoniens,
- a) localement, entre la lumachelle et les calcaires primaires, s'intercalent des sables jaunâtres glauconieux non datés qui peuvent atteindre 1 mètre d'épaisseur.

Alors que les sables glauconieux du sommet se rattachent aisément par leur faune d'*Hypacanthoplites* à la formation de Wissant, la corrélation de la base de la coupe est beaucoup plus délicate. Toutefois, les fragments de grandes huîtres, vraisemblablement des *Ostrea* (*Liostrea*) *leymerii*, permettent de voir dans le banc microconglomératique de base un équivalent latéral des argiles à huîtres de Wissant (FV). On se trouverait donc ici en présence d'une série condensée et à granulométrie plus grossière, liée à un haut-fond local dû au massif paléozoïque de Ferques.

4) **Carrière du Petit Belbée** (X = 564,2 ; Y = 337,2).

Cette coupe, levée en 1937 par Destombes, n'est plus visible actuellement.

- c) niveau phosphaté à *Douvilleiceras* albiens et à *Hypacanthoplites* aptiens remaniés,
- b) sables blancs (2,60 m) à stratification oblique et à traînées limonitiques vers la base,
- a) sables glauconieux et argileux vus sur 0,20 m.

5) **Carrière des Burets** (X = 567,0 ; Y = 336,7).

Destombes y a vu en 1938 :

- c) niveau phosphaté à *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim), *Beudanticeras newtoni* Casey albiens et à Ammonites aptiennes remaniées : *Hypacanthoplites*,

b) sables blancs à stratification oblique se terminant en biseau. A leur base, ils montrent une croûte limonitique. D'une épaisseur de 0,40 m dans la partie ouest de la carrière, ils s'amenuisent pour disparaître dans le flanc est,

- a) sables argileux blancs du Wealdien.

Ces deux carrières, points les plus orientaux du Bas-Boulonnais où l'on ait pu retrouver des sédiments aptiens, ont l'avantage de montrer :

— la condensation totale de la formation de Wissant à *Hypacanthoplites* dont les éléments, remaniés et usés, se trouvent inclus dans le niveau phosphaté transgressif de base albien,

— la terminaison en biseau dans la carrière des Burets de la formation de Verlincthun sous-jacente.

6) **Sablère de Liauwette** (X = 562,5 ; Y = 328,4).

Rigaux (19) a décrit en 1902 la coupe suivante :

- d) sables verts albiens sur 2,50 m avec un lit de graviers à la base,
- c) sables jaunâtres (5 m) à stratification oblique bien marquée par de nombreuses veinules d'argile,
- b) sable argilo-glauconieux (2 m) avec à la base un lit de graviers de quartz, de phosphate et de lignite,
- a) sable argileux gris noir appartenant au Wealdien.

Si l'on reconnaît facilement dans cette coupe la formation de Verlincthun (lits b et c), nous n'avons par contre aucune indication sur la présence éventuelle d'*Hypacanthoplites* remaniés dans le gravier de base albien, Rigaux n'ayant pas donné de liste de fossiles. Cette omission est d'autant plus regrettable qu'aucune des carrières visibles actuellement dans le Sud du Bas-Boulonnais ne montre le contact Aptien-Albien inférieur.

7) **Carrière de la Basse forêt de Desvres** (X = 562,3 ; Y = 330,5).

Cette coupe, visible actuellement, présente :

- b) un niveau phosphaté (0,07 m) à Ammonites de l'Albien inférieur : *Beudanticeras newtoni* Casey et de l'Albien moyen : *Hoplites*,
- a) des sables blancs (vus sur 6 m) assez grossiers, à passées argileuses et à stratification oblique.

L'absence des sables à *Douvilleiceras mammillatum* de l'Albien inférieur entre les sables blancs aptiens et le niveau phosphaté basal des argiles du Gault est due à la phase d'érosion qui a suivi la régression de l'Albien inférieur (Amédéo, en préparation).

8) **Carrière du Bois de la Houssoye (Wierre au Bois)** (X = 560,8 ; Y = 328,2).

Une ancienne sablière permet d'observer 3 m de sables blancs grossiers à stratification oblique. Des alternances plus fines et des intercalations argileuses sont en outre visibles.

9) **Château d'Eau du Bas-Blaisel (D 215)** (X = 560,8 ; Y = 327,5).

Les travaux de fondations ont mis à jour récemment des sables argilo-glaucוניeux verts. A quelques dizaines de mètres plus à l'Ouest affleurent des argiles rouges wealdiennes

10) **Carrière du Cat Cornu** (X = 555,1 ; Y = 326,2).

Cette carrière, déjà décrite par Rigaux (19), Briquet (4) et Dutertre (11), est maintenant abandonnée. Toutefois on peut encore y voir :

- g) sables blancs jaunâtres à stratification oblique (vus sur 2 m),
- f) sables glauconieux verts (3,50 m) à passées de sables blancs vers le haut. Le passage aux sables blancs supérieurs est progressif,
- e) grès ferrugineux glauconieux dont l'épaisseur varie de 0,10 à 0,30 m,
- d) sables argileux à noyaux très riches en glauconie (0,40 m),
- c) grès brun (0,20 m) ferrugineux irrégulier pétris de fossiles dont des *Pterotrigonia* cf. *mantelli* Casey, des Lamellibranches indéterminés ainsi que de nombreux fragments de bois,
- b) lit (0,02 m) de nodules phosphatés roulés, gris blanc, inclus dans la base du banc supérieur. Ces nodules ont fourni à l'un de nous (F. A.) de nombreux fossiles dont des Ammonites : *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *crassum* Spath, *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) cf. *meyendorffi* (d'Orbigny), *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) sp., *Dufrenoya* cf. *furcata* (J. de C. Sow.), *Lithancylus grandis* (J. de C. Sow.), *Epencyclus* sp. (\*). A cette liste, on peut ajouter les spécimens récoltés par Rigaux et dont Spath (10) a revu la détermination : *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *cornuelianum* (d'Orbigny), *Deshayesites* cf. *grandis* Spath, *Tropaeum* sp.
- a) argile grise et sables blancs du Wealdien.

L'aspect usé de la coloration gris blanc des nodules phosphatés à *Cheloniceras* et *Dufrenoya* du banc b prouvent que ces derniers ont subi d'importants remaniements suivis d'une longue phase d'altération.

On peut donc voir dans ce lit de nodules phosphatés le résidu d'une formation beaucoup

(\*) Détermination de Casey.

plus importante, totalement démantelée par érosion, et dont les éléments remaniés se retrouvent condensés en un niveau phosphaté. Cette formation, appelée ici du Cat Cornu (FCC), est inférieure à celle de Verlincthun. Elle représente la plus ancienne formation marine datée connue dans les sédiments crétacés du Boulonnais (\*\*).

11) **Carrière de la Sablonnière (Verlincthun)** (X = 552,5 ; Y = 326,5).

Cette coupe, qui n'est plus visible, a été levée en 1938 par Destombes :

- e) lit de nodules phosphatés albiens,
- d) argile sableuse blanche (3 m ?) avec petits lits sableux non glauconieux,
- c) sables argileux (5 m) très riches en glauconie avec un lit de gravier à la base,
- b) niveau phosphaté (0,02 m) à nodules gris blanc identiques à ceux du Cat Cornu (\*\*\*)
- a) argile sableuse gris blanc wealdienne.

### III. — CORRELATIONS

L'observation des coupes précédentes montre que l'Aptien du Boulonnais est constitué de trois formations limitées entre elles par des surfaces d'érosion. Du bas vers le haut, on peut distinguer :

1) **La formation du Cat Cornu (FCC).**

Elle apparaît près de Samer (carrières de Neuville et du Cat Cornu) sous forme d'un mince cordon phosphaté à *Deshayesites*, et à Wissant, où l'assise possède sans doute une épaisseur plus grande puisque le *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *crassum* Spath découvert sur l'estran n'a pas été remanié comme ceux du Cat Cornu.

Par contre, l'absence de tels sédiments dans les carrières du Griset, des Burets et de Liauwette (d'après Rigaux, 19) indique une

(\*\*) Dans la coupe du Vert-Mont, il existe un niveau de sables glauconieux intercalé dans le Wealdien (note en projet).

(\*\*\*) A ce même niveau, dans la carrière de la Neuville, au cours d'une excursion organisée pour des géologues américains (A.G.I., 1965), Bonte a recueilli, exactement à la base des sables glauconieux qui reposent sur l'argile bariolée, un fragment remanié de *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *cornuelianum*. Cette découverte rappelle celle de Rigaux in Dutertre (11, p. 4).



extension géographique réduite, limitée à la région occidentale du Bas-Boulonnais.

La datation n'a été possible que dans la carrière du Cat Cornu. En ce point, la formation condensée associe des Ammonites de la zone à *Deshayesites deshayesi* (sous-zone à *Deshayesites grandis*) [*Deshayesites* cf. *grandis* Spath, *Lithancyclus grandis* (J. de C. Sowerby), *Epancyclus* sp.] et une faune de la zone à *Tropaeum browerbanki* [*Dufrenoya* cf. *furcata* (J. de C. Sow.), *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) *meyendorffi* (d'Orbigny)].

L'analyse biostratigraphique permet donc de corréler (tout au moins dans la région de Samer) la formation du Cat Cornu avec le sommet des Hythe Beds de l'East Kent.

## 2) La formation de Verlincthun (FV).

Constituée de sables glauconieux qui passent progressivement vers le haut à des sables blancs, elle correspond exactement à la définition des Sandgate Beds de Topley (glauconitic loam). Cette formation présente une extension géographique plus importante que la précédente puisqu'on peut la suivre jusque dans l'Est du Boulonnais où elle se termine en biseau (carrière des Burets). Par contre, en l'absence de Céphalopodes, son âge reste imprécis.

Seule la comparaison des coupes boulonnaises avec celles de l'Est du Kent (fig. 1) apporte quelques données chronostratigraphiques. Dans la région de Folkestone, le contact Hythe Beds - Sandgate Beds est marqué par un niveau phosphaté qui a livré des *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) *buxtorfi* (Jacob). L'absence de cette Ammonite dans le gravier de base du Cat Cornu indique une lacune complète de la zone à *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) *martinioides* dans le Boulonnais Sud. (La partie inférieure de la coupe n'ayant jamais pu être observée à Wissant, il est impossible de tirer la moindre corrélation chronostratigraphique pour le Boulonnais Nord). On peut donc penser que cette formation représente au maximum la zone à *Parahoplites nutfieldensis* et la base de la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (sous-zone à *Nolanicerias nolani*), mais son âge n'est peut-être pas le même dans toutes les coupes.

*Remarque* : Les sables blancs de la partie supérieure de la formation de Verlincthun étant

azoïques comme les sables blancs wealdiens, il semble à première vue impossible de les distinguer dans des affleurements isolés. Toutefois, l'examen des courbes granulométriques en fréquence cumulée (fig. 3) de ces sables permet quelques remarques :

— les sables wealdiens immédiatement sous-jacents possèdent une granulométrie très fine ;

— les sables aptiens présentent une granulométrie de plus en plus grossière à mesure que l'on monte dans la série et sont caractérisés par une distribution homométrique typique d'un bon classement. On peut d'ailleurs noter que le niveau microconglomératique déconsolidé du Griset (banc a), malgré une granulométrie plus grossière, possède lui aussi une distribution homométrique.

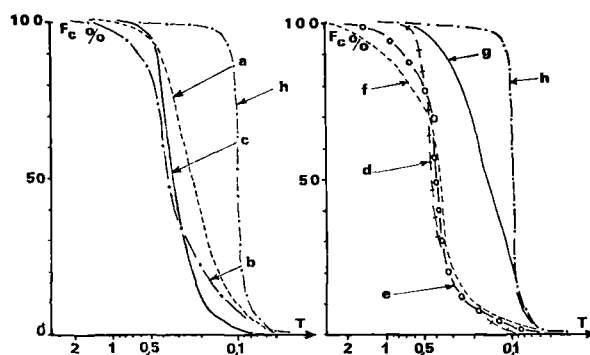


Fig. 3. — Courbes granulométriques en fréquence cumulée (F<sub>c</sub> %).

Légende :

- |  |           |                         |
|--|-----------|-------------------------|
| a : sables supérieurs                    | } aptiens | } Carrière du Cat Cornu |
| b : sables moyens                        |           |                         |
| c : sables inférieurs                    |           |                         |
| h : sables sous-jacents wealdiens        |           |                         |
| d : bois de la Houssoye (Wierre-au-Bois) |           |                         |
| e : basse forêt de Desvres               |           |                         |
| f : carrière du Griset à Elinghen        |           |                         |
| g : Wissant                              |           |                         |
| T : taille des mailles des tamis en mm   |           |                         |

## 3) La formation de Wissant (FW).

Les sables argilo-glauconieux riches en *Hypacanthoplites* qui la composent ne sont en fait bien représentés qu'à Wissant où ils ravaient les sables blancs sous-jacents. Partout ailleurs, elle a été profondément démantelée par la phase d'érosion qui a suivi la régression de l'Aptien supérieur. Ainsi, d'une épaisseur

de 1 m à Wissant, la formation se réduit à 0,35 m au Griset pour ne plus être représentée dans les carrières du Belbée et des Burets que par un cordon phosphaté dont les éléments remaniés sont inclus dans le niveau de base albien. Les différentes espèces d'*Hypacanthoplites* récoltées dans l'ensemble de la formation permettent de la rattacher à la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (base des Folkestone Beds).

largement ouvert à l'Ouest, compris entre la plate-forme de Londres-Brabant au Nord (17) et le seuil d'Étaples au Sud.

Ensuite les discontinuités sédimentologiques qui séparent les trois formations et les lacunes de certaines zones d'Ammonites prouvent que cette période n'a pas été caractérisée par une présence constante de la mer, mais plutôt par des venues et retraits successifs.

#### IV. — CONCLUSIONS

##### Caractères et âge de la transgression aptienne dans le Boulonnais

Tout d'abord, l'extension géographique des dépôts et leur amincissement vers l'Est où ils se terminent en biseau indiquent que le Boulonnais est resté durant tout l'Aptien un golfe

La première invasion marine datée de la zone à *Deshayesites deshayesi* (sous-zone à *Deshayesites grandis*) interrompt le régime lagunaire (Wealdien) développé après la régression du Jurassique supérieur. Limitée à la seule région côtière actuelle, elle ne représente en réalité que la terminaison orientale d'un mouvement transgressif amorcé à partir du Weald (fig. 4).

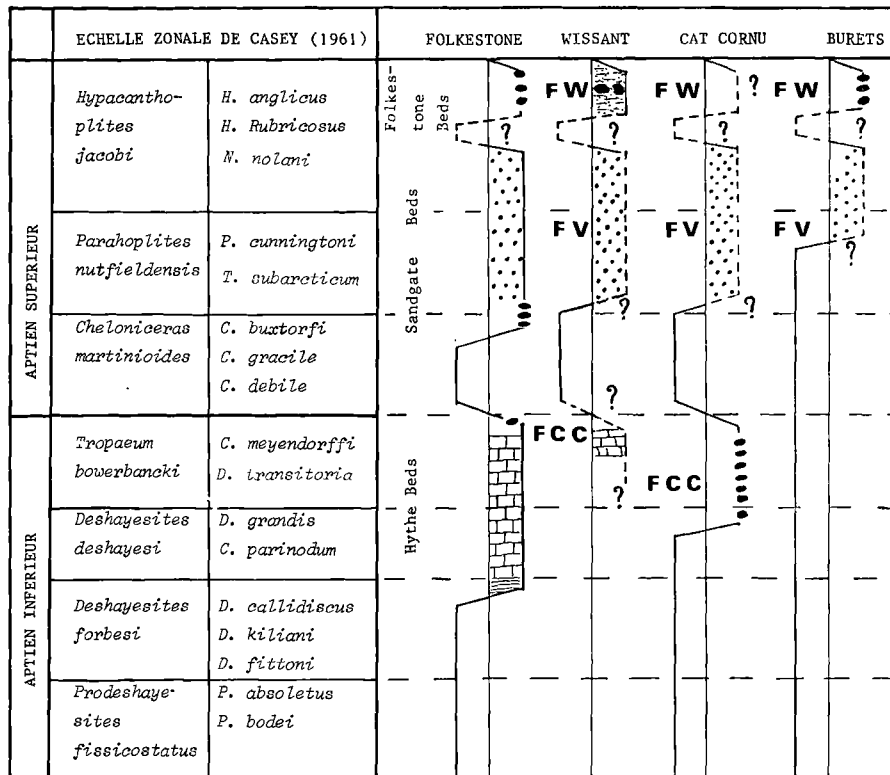


Fig. 4. — Interprétation des phases de sédimentation aptiennes dans le Boulonnais comparées à celles de l'Est du Kent.

FW : Formation de Wissant. — FV : Formation de Verlincthun.  
FCC : Formation du Cat Cornu.

Une phase d'émergence lui succède, accompagnée de remaniements qui condensent dans la région de Samer les sédiments fraîchement déposés (formation du Cat Cornu) en un niveau phosphaté.

Ce n'est en fait qu'au cours de la grande transgression de l'Aptien supérieur (zone à *Parahoplites nutfieldensis*) (6, 16), que le Boulonnais est envahi dans son ensemble. Toutefois, le caractère littoral des dépôts (absence de Céphalopodes, richesse en Ostréidés) joint à leur extension géographique prouve que la région est restée une zone côtière. Un haut-fond devait d'ailleurs persister vers Ferques puisque dans la carrière du Griset, la base de la formation de Verlincthun, condensée et durcie, repose directement sur le calcaire paléozoïque.

Un arrêt de sédimentation interrompt ce cycle à la base de la zone à *Hypacanthoplites jacobi*.

Une dernière pulsation amène enfin en Boulonnais une riche population d'*Hypacanthoplites*

du sommet de la zone à *jacobi*, puis la mer se retire, livrant à l'érosion l'ensemble des terrains précédemment déposés. Cette émergence terminale, reconnue aussi dans le Kent, va se poursuivre en Boulonnais durant une partie de l'Albien inférieur. Elle sera responsable du démantèlement des couches à *Hypacanthoplites* dont les éléments remaniés sont inclus dans le niveau phosphaté de base de l'Albien.

En conclusion, on peut donc noter que l'arrivée de la mer crétacée s'est faite dans le Boulonnais par des pulsations successives, chaque phase s'accompagnant d'une transgression toujours plus importante vers l'Est sur la plate-forme de Londres-Brabant.

*Remerciements.* — Nous remercions vivement R. Casey pour la détermination des Ammonites de l'Aptien inférieur du Cat Cornu, ainsi que S. Freneix pour celle des Ostréidés de la Carrière du Griset. MM. A. Bonte et P. Destombes nous ont apporté de nombreux renseignements grâce à leurs observations personnelles. Nous tenons à les en remercier.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BARROIS Ch. (1873). — Comparaison des assises crétacées mises au jour dans les tranchées du chemin de fer de Saint-Omer à Boulogne avec celles du Blanc-Nez. *Mém. Soc. des Sc. de Lille*, 3<sup>e</sup> sér., II<sup>e</sup> vol., p. 63-75.
- 2) BONTE A. et BROQUET P. (1962). — L'Aptien du Boulonnais. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIX, n<sup>o</sup> 269, p. 79-83.
- 3) BONTE A. et GODFRIAUX I. (1958). — Les formations de passage du Jurassique au Crétacé dans le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVIII, p. 71-88, Pl. III.
- 4) BRIQUET A. (1903). — Le Crétacique inférieur dans le Sud du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXII, p. 2-11.
- 5) BRIQUET A. (1906). — Observations sur la composition du Crétacé inférieur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXV, p. 202-210.
- 6) CASEY R. (1961). — The stratigraphical Palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, vol. 3, part. 4, p. 487-621, Pl. 77-84.
- 7) DESTOMBES J.P. et P. (1938). — Note sur le Gault de Wissant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXII, p. 98-113.
- 8) DUTERTRE A.P. (1921). — La Carrière de la Quingois au Pays de Licques (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVI, p. 17-21.
- 9) DUTERTRE A.P. (1923). — Note sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVIII, p. 35-74.
- 10) DUTERTRE A.P. (1925). — Remarques sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais et du Sud-Est de l'Angleterre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIX, p. 237-250, Pl. IV.
- 11) DUTERTRE A.P. (1936). — Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LX, p. 3-11.
- 12) DUTERTRE A.P. (1938). — Sur l'Albien inférieur du Boulonnais. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 207, p. 1058-1060.
- 13) GAUDRY A. (1859). — Découverte de l'*Ostrea Leymeriei* à Wissant. *Bull. Soc. Géol. de France*, 2<sup>e</sup> série, t. XVII, p. 30-33.
- 14) KIRKALDY J.F. (1939). — The history of the Lower Cretaceous period in England. *Proc. Geol. Assoc.*, t. L, p. 379-416, Pl. XXIII-XXVI.
- 15) LE HON H. (1863). — Sur les couches néocomiennes et albiennes de Wissant. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 2<sup>e</sup> série, t. XXI, p. 14-16.
- 16) MIDDLEMISS F.A. (1962). — Brachiopods and shorelines in the Lower Cretaceous. *Ann. Mag. nat. Hist.*, vol. 13, part. 4, p. 613-626.

- 17) NARAYAN J. (1963). — Cross-stratification and palaeogeography of the Lower Greensand of South-East England and Bas-Boulonnais, France. *Nature, London*, n° 199, p. 1246-1247.
- 18) OLRY A. (1904). — Travaux d'exploitation et de recherche exécutés dans le Bassin houiller du Boulonnais et dans la région comprise entre le Bassin du Pas-de-Calais et la Mer. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XV, n° 100, p. 1-131, Pl. I-II.
- 19) RIGAUX E. (1902). — Note sur l'infracrétacé dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, t. VI, p. 451-460.
- 20) SPATH L.F. (1923). — On the ammonite horizons of the Gault and contiguous deposits. *Summ. Progr. Geol. Surv. for 1922*, p. 139-149.
- 21) TOPLEY M. (1875). — The geology of the Weald. *Mem. Geol. Surv. Great-Brit.*

———— « x » —————

## Données sédimentologiques et pétrographiques sur le Houiller de La Machine (Nièvre) Importance de la diagénèse

par L. COUREL (\*), P. FEUILLEE (\*), F. SEDDOH (\*\*\*), J.M. STORZ (\*\*) et P. VETTER (\*\*\*\*)

(Planche XII)

*Sommaire.* — Des données sédimentologiques et pétrographiques replacées dans leur cadre lithostratigraphique, conduisent à une tentative de reconstitution des mécanismes de la sédimentation dans un bassin limnique peu profond et calme. L'épaisse assise de La Machine est le siège de transformations diagénétiques très poussées, en relation avec la présence du charbon et sa localisation préférentielle dans des siltites peu perméables. Des néogénèses de carbonate - apatite (dahllite) sont particulièrement remarquables.

*Summary.* — Sedimentological and petrographical data are used in the present paper to determine mechanisms of sedimentation in a shallow lacustrine basin. Diagenetic transformations are very important in the thick La Machine Formation. They are related to a coal occurrence and to its preferential position in poorly permeable siltstones. Authigenic carbonate - apatite (dahllite) is particularly remarkable.

Au cours des deux dernières années qui ont précédé la fermeture de la mine de La Machine en 1974, la direction des Houillères (\*\*\*\*\*) a bien voulu accepter que des recherches sédimentologiques (\*\*\*\*\*) soient entreprises dans les dernières galeries accessibles (Storz, 1974). Les observations faites dans ce cadre ont été nécessairement partielles en raison des conditions particulières du travail au fond. Elles apportent cependant une contribution précieuse à la connaissance du milieu de sédimentation de l'assise de La Machine et mettent en valeur l'importance des modifications diagénétiques. Les données d'ordre sédimentologique, minéralogique et pétrographique seront au préalable replacées dans leur cadre lithostratigraphique.

### Situation géologique.

Le Houiller de La Machine, limité par des failles méridiennes tertiaires, affleure en un petit horst à l'Ouest du Morvan, entre les deux îlots cristallins de Saint-Saulge et de Neuville (fig. 1). Dans cet ensemble paléozoïque, les couches de houille ont une direction WNW-ESE et un pendage vers le SW ; elles affleurent au Nord, alors qu'au Sud elles s'enfoncent rapidement sous le Permien. Les sondages forés en dehors de la zone d'affleurement du terrain houiller ont prouvé que celui-ci s'étendait vers le Sud, au-delà de la Loire. Il apparaît donc que le Houiller de La Machine ne représente qu'une fraction d'un bassin beaucoup plus vaste dont les limites restent encore mal définies. La sédimentation continentale aurait débuté dès le Westphalien D (Grangeon, Feys et Greber, 1968) et se serait poursuivie jusqu'au Saxonien, avec des déplacements des aires de dépôt et de légères discordances.

La présente étude se limite à l'assise de La Machine, d'âge Stéphanien moyen (Corsin et Monomakoff, 1948.; Grangeon et al, 1968). Dans les galeries d'exploitation de l'ancien puits des Minimés, elle repose par l'intermédiaire de conglomérats polygéniques (Conglomérats de Verneuil) sur des arkoses consolidées dont

(\*) Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon.

(\*\*) C.F.P., 5, rue Michel-Ange, 75016 Paris.

(\*\*\*) Université du Bénin, B.P. 1515, Lomé (Togo).

(\*\*\*\*) 23 quater, rue de Tourville, 78100 Saint-Germain-en-Laye.

(\*\*\*\*\*) Nous remercions la Direction des Houillères de Blanzay, M. Deprez, Chef d'Exploitation de La Machine et M. Anzelmi, Chef Géomètre.

(\*\*\*\*\*) Recherches effectuées dans le cadre du laboratoire associé au C.N.R.S. n° 157.

Note déposée le 10 Juin 1976.

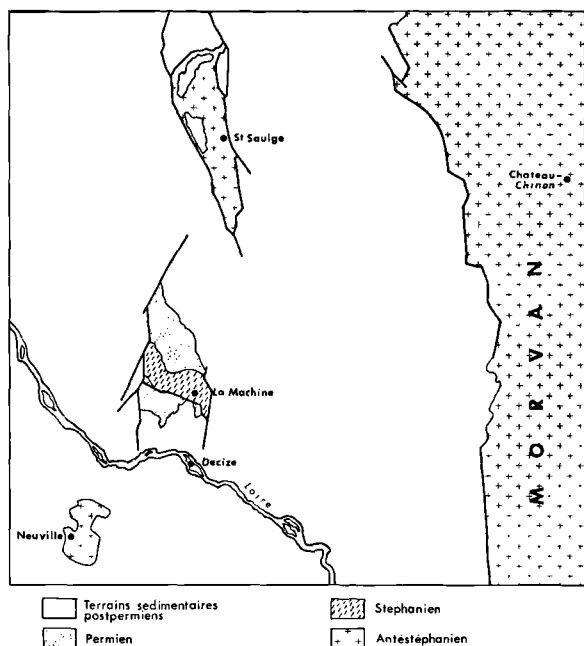


Fig. 1. — Carte de situation : bassin houiller de La Machine.

l'âge n'est pas précisé, mais qui peuvent être stéphanien ou anté-stéphanien.

## I. — L'ASSISE DE LA MACHINE

### Description sommaire

L'assise de La Machine atteint 600 à 800 m de puissance ; elle comprend un horizon de schistes bitumineux et quatre faisceaux de couches relativement minces, de 1 à 3 m d'ouverture, assez régulières mais sujettes à des variations latérales de faciès.

La succession s'ordonne ainsi du haut vers le bas (fig. 2) :

#### PERMIEN (s. lat.) :

- 50 à 100 m : série bariolée à dominante rouge ; succession d'argiles rouges et vertes et de grès rouges dont l'attribution au Saxonien ou à l'Autunien ne peut être précisée.

#### STEPHANIEEN :

- Série stérile, 100 à 150 m : alternance de grès fins, de grès silteux et de siltites. En se référant aux dénominations couramment employées dans la pratique, il s'agit respectivement de grès fins, de grès schisteux et de schistes, ces derniers étant localement désignés sous le nom de *baumes* par les mineurs ;

- *faisceau des Meules*, 10 à 30 m : trois couches de charbon : Meule supérieure, Meule moyenne, Meule inférieure, séparées par des siltites et des grès arkosiques ; la Meule inférieure repose sur un banc épais de grès grossiers ;
- *série stérile*, 70 à 90 m : alternance de grès, grès silteux et siltites, soit en bancs épais, soit en bancs minces ;
- *horizon bitumineux*, 5 m : schistes bitumineux avec débris de poissons (os et écailles). De petites venues d'huile ont été signalées dans les travaux miniers (puits des Minimes, puits Haute-Meule, travers-bancs des eaux) ;
- *série stérile*, 100 à 150 m ;
- *faisceau des Blards*. 20 à 30 m : trois couches : 1<sup>o</sup>, 2<sup>o</sup> et 3<sup>o</sup> Blard, avec une couche supplémentaire, la couche Dudragne au mur de la 2<sup>o</sup> Blard. Présence de gore blanc et gris (1 m) au toit de la 2<sup>o</sup> Blard et de gore marron (0,05 m) au toit de Dudragne ;
- *série stérile*, 90 à 100 m ;
- *faisceau des Crots*, 20 à 30 m : trois couches : Crot supérieur, moyen, inférieur ;
- *série stérile*, 30 à 50 m : admet localement une veine isolée, la couche Dumont (0,60 m) ;
- *faisceau des couches du mur*, 50 m env. : quatre couches : Bergère, Ecuries, Marizys, Couche nouvelle ; cette dernière présente un mur à radicelles et un gore au toit ;
- *série stérile*, 50 m et plus, où dominent les grès grossiers et les conglomérats ;
- *Conglomérats de Verneuil*, épaisseur variable suivant les endroits, à gros galets de roches éruptives variées ; localement, arkoses d'âge indéterminé que certains auteurs ont cru pouvoir rapporter au Culm par analogie de faciès, mais il n'y a pas de preuve paléontologique.

SOCLE CRISTALLIN, granite probable.

Il n'y a pas de variation lithologique brusque, ni de diasthème majeur qui permettent de tracer des coupures nettes dans l'ensemble sédimentaire de La Machine. A l'exception des conglomérats de Verneuil à la base, toutes les stampes comprises entre les faisceaux offrent une répétition en alternance des mêmes faciès : grès de granulométrie variée, grès silteux et siltites.

A l'échelle du faisceau, on observe une séquence assez bien caractérisée. Elle comprend généralement les termes suivants : à la base, un banc de poudingues ou de grès grossiers, puis avec ou sans grès intercalés, la série à charbon formée de trois ou quatre couches séparées par des stériles gréseux et silteux, l'ensemble étant épais de 30 à 60 m. La formation de schistes bitumineux située entre le faisceau des Meules et celui des Blards semble présenter le même type de séquence.

**Puits des Minimes**

# L'ASSISE de la MACHINE

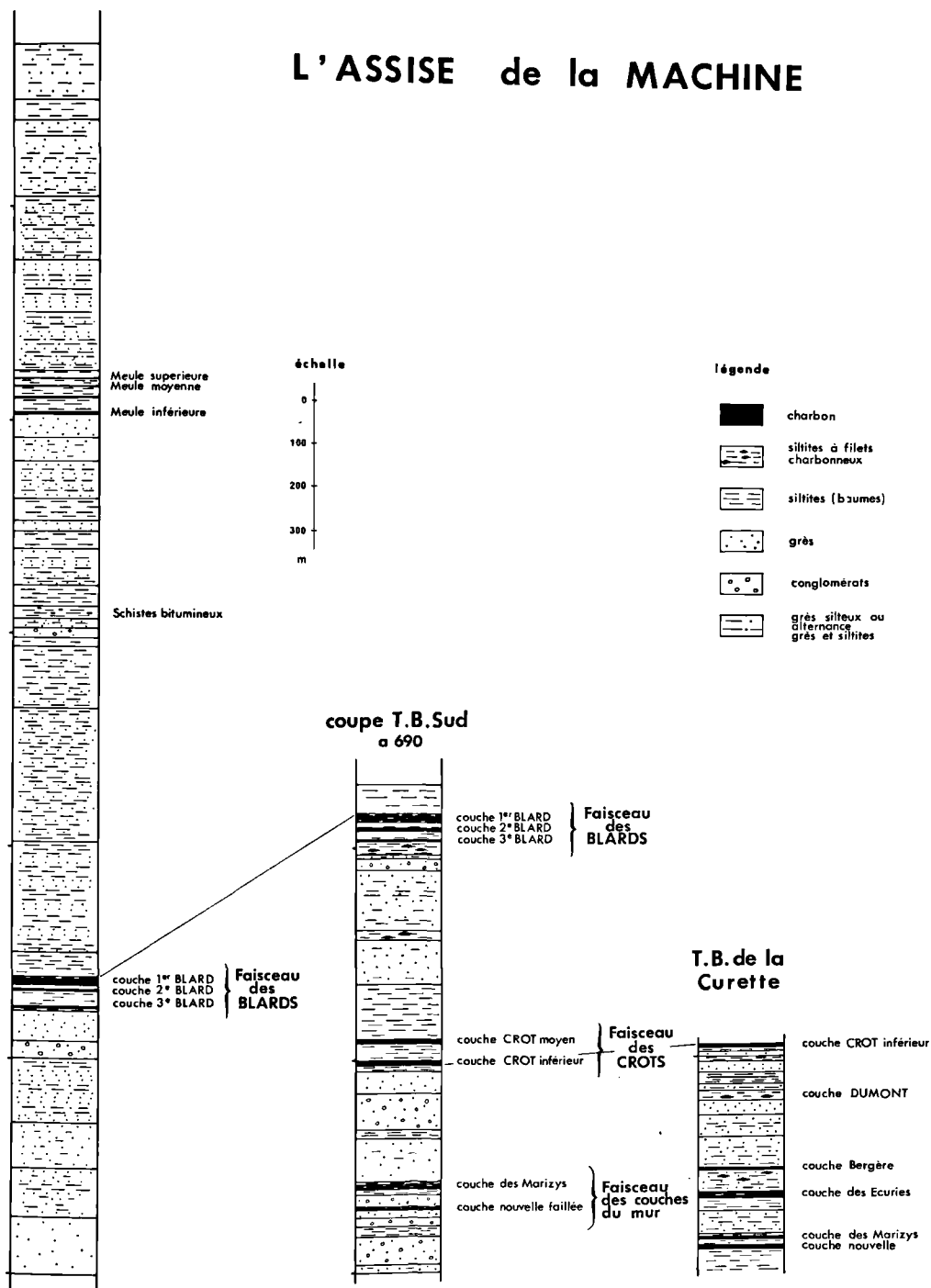


Fig. 2. — Coupes schématiques.

Il se développe une puissante stampe stérile entre le sommet de chaque faisceau représenté par le toit de la couche la plus élevée et le mur du faisceau suivant matérialisé par la base du banc de grès grossiers ou de conglomérats. Ces stamper stériles sont composées essentiellement d'une alternance de bancs de siltites et de grès dont les variations granulométriques n'ont pas été étudiées. On sait seulement que, d'un point à un autre du gisement, la puissance de ces séries stériles comprises entre les faisceaux de couches varie sensiblement de 50 à 150 m environ.

Les sols de végétation paraissent rares dans l'assise de La Machine mais nous manquons, pour l'affirmer, d'un nombre suffisant d'observations. Nous n'avons pas noté leur présence dans le faisceau des Blards, là où il a été étudié. Par contre, les racelles sont très nettes au mur de Couche Nouvelle, première couche de charbon à la base du faisceau du Mur.

## II. — LES MILIEUX DE SEDIMENTATION

Une étude granulométrique sur plaques minces a été effectuée sur des séries d'échantillons prélevés dans les quatre faisceaux de couches et plus particulièrement dans le faisceau des Blards (fig. 2). Elle a permis de distinguer de nombreux intermédiaires entre les conglomérats bien représentés dans la base de l'assise, les niveaux pélitiques les plus fins (baumes et gores) et le charbon.

Le diagramme  $Q_1$  Md  $Q_3$  de Doeglas (1968) (fig. 3) permet de se faire une idée de la variété des types de distribution granulométrique rencontrés.

Des courbes cumulatives parmi les plus significatives ont été retenues dans la fig. 4. Des types granulométriques sont ainsi définis, depuis le conglomérat à distribution plurimodale très étalée et asymétrie marquée (a) jusqu'aux silts et argilites les plus fins, témoins d'une décantation dans des conditions hydrodynamiques très étroites (c). Entre ces deux limites extrêmes, des grès moyens et fins apparaissent comme relativement bien triés (b).

Le diagramme de Passéga (1964) (fig. 5) permet d'aller un peu plus loin encore. Un premier ensemble, *fluvatile*, comprend des conglomérats (a) liés à des épandages grossiers et des grès (b) transportés par saltation. Il se

distingue nettement du second, *limnique*, réduit aux seuls sédiments fins, silteux et argileux (c), provenant d'une décantation dans des nappes d'eau tranquilles.

Dans le bassin de La Machine, la liaison étroite entre les débris végétaux, toujours très petits, et les matériaux terrigènes les plus fins, est tout à fait caractéristique. Fragments flottés de plantes et silts fins ou argiles se sont accumulés dans des zones où seuls des produits en suspension pouvaient venir se déposer. Dans un tel domaine limnique, il apparaît que la matière organique est typiquement allochtone.

A l'échelle de la couche et de ses épontes, les apports sont organisés en séquences relativement régulières, souvent en un véritable cyclothème. Dans la plupart des cas observés, les matériaux grossiers s'affinent progressivement jusqu'à la veine de charbon, en une séquence positive immédiatement suivie par une séquence négative, marquée par une reprise progressive de l'énergie du milieu, depuis les silts les plus fins jusqu'aux grès (fig. 6). Cette double séquence a souvent été observée dans l'assise de La Machine mais se trouve parfois tronquée, avec des lacunes ou des reprises de sédimentation.

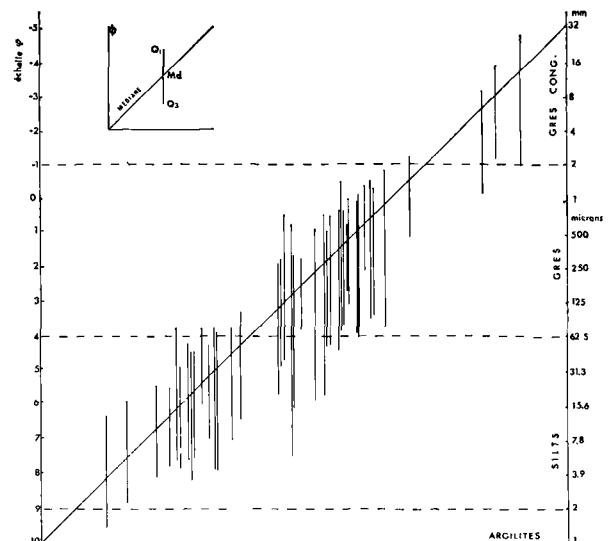


Fig. 3. — Diagramme  $Q_1$  Md  $Q_3$  de Doeglas (1968)  
Assise de La Machine.

Trois populations se distinguent : a. grès conglomératiques (Md =  $\phi$  -4 à  $\phi$  -1). — b. grès (Md =  $\phi$  -1 à  $\phi$  4). — c. silts et silts argileux (baumes) (Md =  $\phi$  4 à  $\phi$  9).



Nous sommes naturellement conduits à imaginer un domaine limnique peu profond. L'équilibre hydrodynamique entre l'aire de dépôt et le réseau hydrographique qui l'alimente est

sans cesse remis en question par des causes tectoniques (subsidences, fractures), ou climatiques (destruction du couvert végétal, précipitations brutales). Un ensemble fluviatile déjà élaboré qui se maintient avec une certaine régularité peut absorber ces pulsations avec souplesse par l'intermédiaire du vagabondage de chenaux, par exemple. Les conglomérats ou les grès peuvent temporairement occuper tout le domaine limnique, sous forme de cours torrentiels pour les premiers ou de chenaux sous-lacustres pour les seconds.

En des périodes plus calmes, seuls les silts fins, les argiles et les débris végétaux pénètrent dans le centre du bassin et s'y accumulent dans des nappes d'eau tranquilles. Les figures sédimentaires et les surfaces de stratification soulignent cette opposition entre sédiments fins et grossiers.

Le contraste est frappant entre la relative maturité de ce type de sédimentation du bassin de La Machine et le caractère plus « sauvage » de celui du bassin de Blanzly, qui est pourtant très voisin.

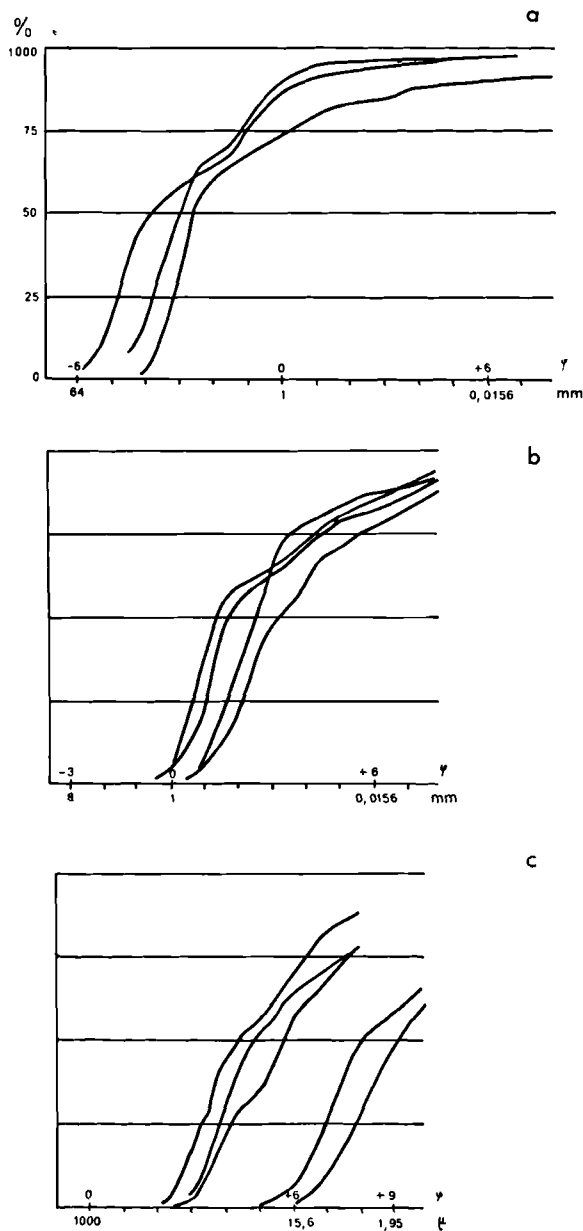


Fig. 4. — Courbes cumulatives : Assise de La Machine. a : conglomérats et grès conglomératiques. — b : grès. c : silts et silts argileux (baumes).

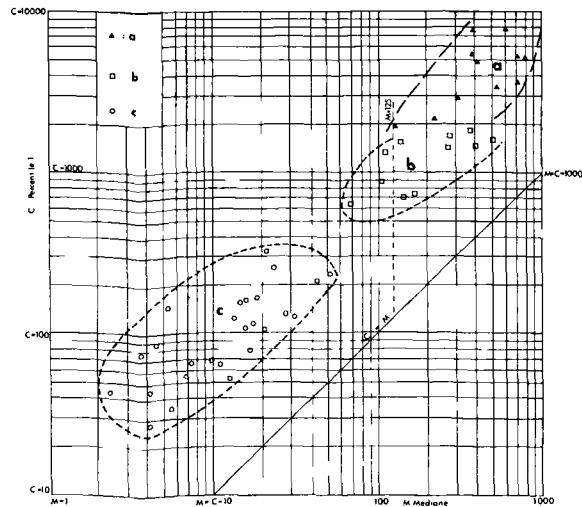


Fig. 5. — Diagramme CM de Passéga (1964). Mesures : C : diamètre du 1<sup>er</sup> percentile. — M : diamètre de la médiane en microns. Echantillons analysés, tous proviennent de l'assise de La Machine : a, grès conglomératiques. — b, grès. — c, silts et argilites.

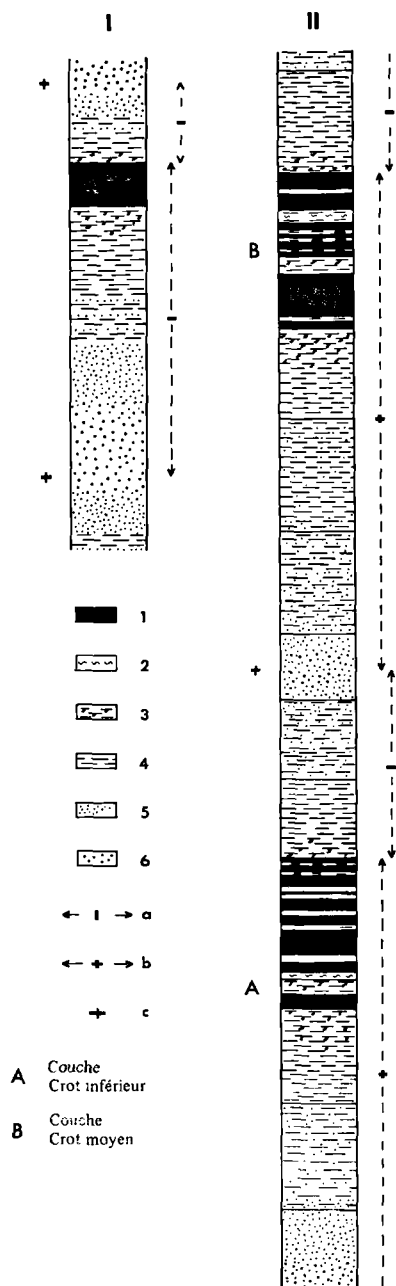


Fig. 6. — Séquences et cyclothèmes dans l'Assise de La Machine.

I, Schéma d'un cyclothème complet. — II, coupe dans le travers-bancs Sud à 690 m ; 2 cyclothèmes. *Termes lithologiques* : 1, charbon. — 2, silt fin (baume) à filets charbonneux et concentrations de sidérose. — 3, silt fin (baume) à filets charbonneux. — 4, silt fin (baume). — 5, silt. — 6, grès. *Séquences* : a, s. négative. — b, s. positive. — c, limite des cyclothèmes.

Par rapport aux autres bassins stéphaniens du Massif Central, la série de La Machine diffère donc :

— par une réelle monotonie lithologique engendrée par la répétition des mêmes faciès ;

— par l'absence de grandes accumulations végétales (couches puissantes) du type de celles qui sont connues à Blanzay, Saint-Etienne, Decazeville ;

— par la relative rareté de détritiques très grossiers, alors que les détritiques fins à moyens sont largement représentés.

La sédimentation dans le bassin de La Machine est donc caractérisée par sa monotonie dans la succession des faciès et par l'absence de rupture brutale entre le dépôt de chacun des faisceaux.

Les accumulations de débris végétaux s'intègrent naturellement, après une reprise de sédimentation, dans un système de remplissage très élaboré dont elles représentent la phase la plus fine.

### III. — LES TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES

Les résultats les plus intéressants de cette étude sédimentologique sur le détritique du Houiller de La Machine ont trait à l'évolution diagénétique postérieure aux dépôts, qui paraît liée à la présence conjointe de matière organique et de niveaux sableux relativement épais, poreux et perméables.

La première caractéristique de ces modifications post-sédimentaires est *l'appauvrissement des cortèges minéralogiques primaires*. Dans les niveaux conglomératiques, les feldspaths subsistent encore à côté des galets de roches éruptives ou cristallophylliennes très altérés, mais ils sont fréquemment épigénisés par de la dolomite secondaire (Pl. XII, fig. 2).

Dans les niveaux fins, nous attribuons l'absence des feldspaths à l'agressivité du milieu après la sédimentation. Les cortèges de minéraux lourds sont également réduits aux seuls minéraux ubiquistes les plus résistants qui sont dans un ordre d'importance décroissante : le zircon, la tourmaline, le grenat, le rutile, la brookite et l'anatase. Les pourcentages de la frac-

tion lourde sont exceptionnellement faibles. La disparition des minéraux lourds a sans doute commencé avec la diagénèse mais a pu se prolonger au-delà par l'action des dissolutions se poursuivant jusqu'à la période actuelle. De ce fait, les associations minéralogiques d'une telle formation ne reflètent donc pas du tout la nature de la roche mère.

Les minéraux de néogénèse sont fréquents et variés. Dans les niveaux grossiers, la carbonate-apatite ou dahllite atteint jusqu'à 7 % de la fraction lourde (Pl. XII, fig. 2). C'est un minéral hexagonal, en cristaux tabulaires à arêtes basales tronquées, aux faces bien développées, qui a été reconnu grâce à un diagramme de rayons X (raies à 3,45, 2,82 et 2,72 Å, Mac Connel, 1960). La dahllite est accompagnée par l'apatite, également authigène d'après sa forme extérieure et la fraîcheur des faces et des arêtes. Ces minéraux phosphatés témoignent de l'abondance du phosphore organique dans le milieu originel. Ils témoignent surtout de l'importance des phénomènes diagénétiques. La dahllite, qui, à notre connaissance n'avait pas encore été signalée dans des roches sédimentaires, mériterait d'être systématiquement recherchée. De la strontianite de néogénèse lui est associée.

Les carbonates sont partout présents, mais la concentration en ions Ca et Mg ne semble pas avoir été suffisante pour en permettre de grosses accumulations. La dolomite est la plus abondante ; elle pourrait résulter d'un enrichissement relatif en Mg de dépôts essentiellement calciques au cours d'un stade de diagenèse précoce. Elle est d'ailleurs discordante par rapport aux strates. La plus grande fréquence de ce minéral dans les faciès les plus grossiers est sans doute à rapprocher de leur porosité et de leur perméabilité. Ces niveaux sont également les moins riches en matière organique. La répartition de la sidérose varie globalement en sens inverse de celle de la dolomite. Son abondance semble surtout liée à la phase phytogène et donc en même temps aux niveaux les plus fins (Pl. XII, fig. 3). La localisation différentielle des carbonates serait en rapport avec les caractéristiques physico-chimiques locales, la sidérose liée à la matière organique témoignant des conditions les plus acides et les plus réductrices, ce qui est conforme aux diagrammes d'équilibre expérimentaux (Bubenicek, 1971 ; Krumbein et Garrels, 1952).

Les silicifications secondaires sont peu développées et interviendraient postérieurement au dépôt des minéraux carbonatés. Après la cimentation par les carbonates, la roche deviendrait relativement imperméable et moins accessible aux solutions pouvant précipiter la silice : l'étude morphoscopique au microscope électronique à balayage reflète aussi cette chronologie dans l'évolution diagénétique (Pl. XII, fig. 4).

Les minéraux argileux sont également des témoins de ces transformations qui se surimposent à l'héritage. Les associations minéralogiques rencontrées sont très nettement dominées par les minéraux 2/1 de type illite et la présence de kaolinite moins accentuée (fig. 7). Cette dernière est toutefois plus abondante dans

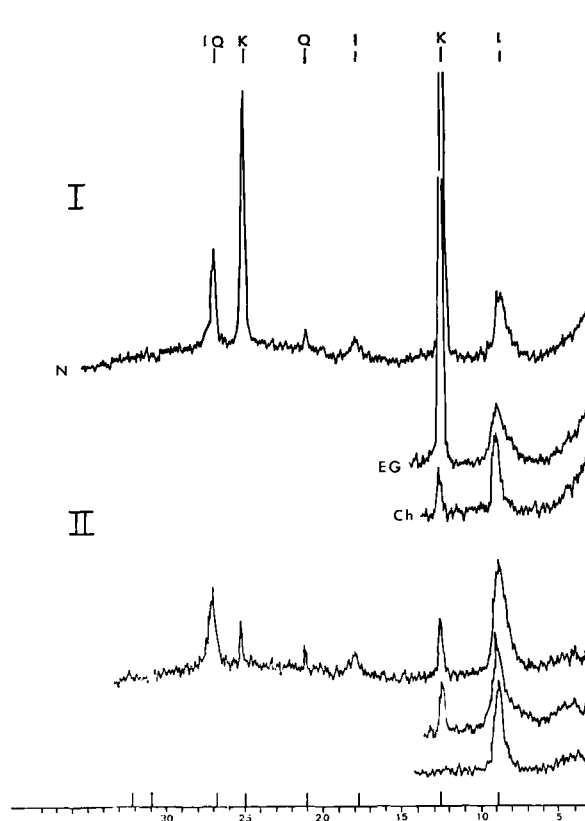


Fig. 7. — Analyses diffractométriques (Rayons X) sur la fraction argileuse de l'assise de La Machine.

I, grès conglomératiques. — II, silts fins (baumes).  
i, illite. — k, kaolinite. — Q, Quartz. — N, Normal. —  
E.G., Ethylène-Glycol. — Ch., Chauffage.

les niveaux gréseux et conglomératiques, tandis que les niveaux fins tendent vers une illite prédominante. Il est probable que les illites des niveaux fins sont représentatives de la phase « argileuse moyenne » héritée des altérations sur le socle voisin.

La kaolinite nous paraît par contre liée à la présence originelle de feldspaths dans les niveaux plus grossiers. Dans la majorité des cas, ces feldspaths auraient été détruits par altération dans le milieu de diagénèse. Ainsi s'opposent deux associations de minéraux argileux. L'une correspond aux niveaux fins, relativement confinés vis-à-vis des solutions interstitielles où l'illite originelle est conservée. L'autre est liée aux niveaux grossiers plus poreux et perméables, mieux drainés vis-à-vis de ces fluides intergranulaires ; les feldspaths primaires ou même des argiles de type 2/1 y sont transformés secondairement en kaolinite. Dans cette hypothèse, une partie au moins de la kaolinite apparaît comme un minéral secondaire, de diagénèse, et pas du tout comme minéral primaire d'altération des silicates. Il est donc nécessaire, avant de parler de « climat kaolinisant », de faire la part entre la kaolinisation

diagénétique et la kaolinite qui provient de l'altération primaire.

En conclusion, les formations détritiques avec veines de charbon intercalées de l'assise de La Machine, semblent caractérisées par une diagénèse très poussée. L'abondance des débris végétaux, associée à des grès poreux et perméables, est sans doute à l'origine de pH très acides et de solutions très réductrices. La plupart des minéraux primaires sont alors destabilisés et leurs constituants passent en solution dans les fluides interstitiels. Les éléments sont enfin redistribués sous forme de minéraux de néogénèse qui se localisent dans tel ou tel niveau en fonction de la porosité, de la perméabilité et de certains « microclimats » physico-chimiques, liés à la granulométrie et à l'importance de la matière organique. La dahllite mérite une mention particulière en raison de son caractère authigène indiscutable et de sa nouveauté. Dans de telles formations, les modifications diagénétiques oblitérent en grande partie les associations de minéraux primaires et leurs types d'altération. Il convient d'en être conscient dans les reconstitutions paléogéographiques.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BUBENICEK (1971). — Géologie du gisement de fer de Lorraine. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, vol. 5, n° 2, p. 223-320, 51 fig., 4 tabl.
- 2) CORSIN P., MONOMAKHOFF C. (1948). — Sur le Houiller de La Machine, bassin de Decize (Nièvre), *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 227, p. 980-982.
- 3) DOEGLAS D.J. (1968). — Grain size indices, classification and environment. *Sedimentology*, vol. 10, n° 2, p. 83-100, 12 fig., 1 tabl.
- 4) GRANGEON M., FEYS R., GREBER Ch. (1968). — Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). Essai de synthèse d'après les sondages récents. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1, 1, 108 p., 34 fig., 8 pl., 1 carte.
- 5) KRUMBEIN W.C., GARRELS R.M. (1952). — Origin and classification of sediments in terms of pH and oxidation-reduction potential. *J. Geol.*, 60, p. 1-33.
- 6) Mc CONNELL D. (1960). — The crystal chemistry of Dahllite. *Am. Min.*, 45, p. 209-216.
- 7) PASSEGA R. (1964). — Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. of Sed. Petrology*, vol. 34, n° 4, p. 830-847, 11 fig.
- 8) STORZ J.M. (1974). — Pétrographie et sédimentologie sur le détritique du bassin houiller de La Machine (Nièvre). Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Université de Dijon, 124 p., 24 fig., VI pl. photo., V pl. h.t.

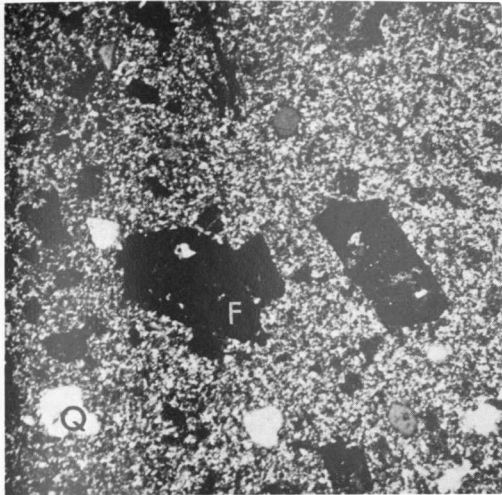
#### EXPLICATION DE LA PLANCHE XII

Fig. 1. — Conglomérat au mur de la Couche nouvelle : fantôme de feldspath (F) épigénisé par de la dolomite accompagnée par un peu de micro-quartz et de sidérose. Quartz monocristallin (Q). Ciment formé de grains de quartz (50-8  $\mu$ ) associés à de la silice microcristalline.

Fig. 2. — Travers-bancs de la Caméra (faisceau des Blards). Carbonate - apatite - dahllite. Cristaux tabulaires hexagonaux emboîtés.

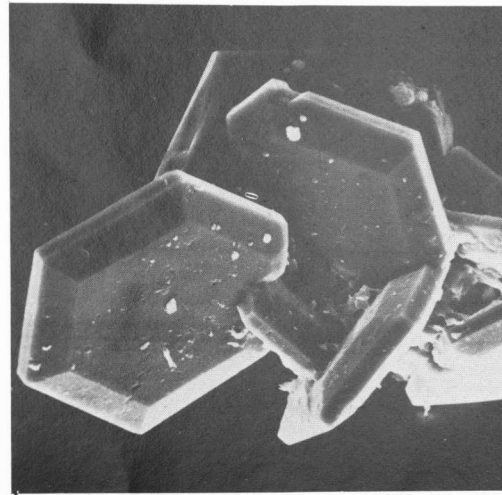
Fig. 3. — Travers-bancs Ouest (Couche nouvelle). Siltites : passée riche en sidérose (foncée), cette dernière est concentrée en minces filets s'anastomosant, orientés parallèlement à la stratification.

Fig. 4. — Travers-bancs de la Caméra (faisceau des Blards). A la surface d'un grain de quartz : carbonates enchâssés dans la pellicule superficielle.



1

1mm



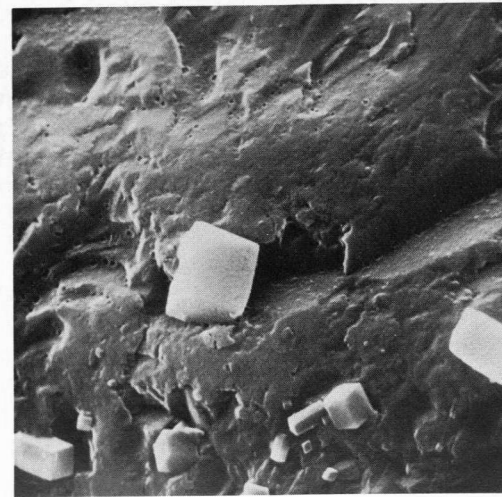
2

20 $\mu$



3

1mm



4

2 $\mu$



## Brachiopods from the upper Devonian of Robat-e-Paï (Afghanistan)

### Discovery of the genera

### *Ladogia* Nalivkin, 1941 and *Eoparaphorhynchus* Sartenaer, 1961 (Rynchonellida)

by Denise BRICE (\*) and Mohammed FARSAN (\*\*)

(Plate XIII)

**Summary.** — Four brachiopod species, two of which are new, from the upper Devonian of Robat-e-Paï, are described. Among these one is a spiriferid: *Cyrtospirifer crassiplicatus* Brice, 1971 (n. subsp. ?), the other ones are rynchonellids: *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845) from the lower Frasnian, *Ripidiorhynchus farsani* n. sp. from the middle or upper Frasnian and *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp. from the lower Famennian.

**Sommaire.** — Quatre espèces de Brachiopodes, dont deux nouvelles sont décrites du Dévonien supérieur de Robat-e-Paï. Il s'agit d'un spirifère: *Cyrtospirifer crassiplicatus* Brice, 1971 (n. subsp. ?) du Famennien supérieur et de trois rynchonelles: *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845), provenant du Frasnien inférieur, de *Ripidiorhynchus farsani* n. sp. provenant du Frasnien moyen ou supérieur et de *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp., récolté dans le Frasnien inférieur.

### INTRODUCTION

The first description of Paleozoic rocks of South-West of Herat was given by Griesbach (1885-1887). Maillieux (1940), in a short paleontological paper, changed the age of the calcareous sequence of this area (Robat-e-Paï) from Carboniferous, given by Griesbach, to late Devonian (Frasnian).

Popal and Tromp (1954) mentioned the section of Robat-e-Paï but they recognized only the Carboniferous with probably both lower and upper Carboniferous. Wolfart (1965) and especially Bergmann (1966) give a short description of the section of Robat-e-Paï. Bergmann distinguished upper and lower Carboniferous with upper Devonian but he did not recognized the overturned position of the section.

Weipert and *al.* (1970) give a very short appendix of the Frasnian fossils of Robat-e-Paï.

A detailed section of Devonian sequence, including middle and upper Devonian (Frasnian, Famennian and Etrœungt zone), was investigated by de Lapparent and Colleau in 1968 (publ. in: Brice and *al.*, 1969). The description of the fauna of this section followed later (Brice, 1971).

The brachiopods species described below were found for the first time in the Devonian sequence of Robat-e-Paï. They were collected by one of the investigators (Farsan) during the summer of 1974. Among these, there are some rynchonellids: *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845) known in the lower Frasnian in U.R.S.S., found with *Cyphoterorhynchus koraghensis* (Reed, 1922) and *Uchtospirifer multiplicatus* Brice, 1971, *Ripidiorhynchus farsani* n. sp. very close of *R. livonicus* (von Buch, 1834) from Frasnian of Lettonie, *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp. associated with *Dmitria seminoi* (de Verneuil, 1850) in the lower Famennian. One spiriferid in the upper Famennian probably represents a new subspecies of *Cyrtospirifer crassiplicatus* Brice, 1971.

(\*) Faculté Libre des Sciences, 13, rue de Toul, 59046 Lille Cedex (France).

(\*\*) Department of Geology, University of Kabul (Afghanistan).

Note déposée le 25 Septembre 1976.

## I. — STRATIGRAPHY (M. F.)

The Devonian of Robat-e-Pai, South-West of Herat and 7 km in the southern part of Zindajan, presents one of the best fossiliferous localities in Afghanistan. The sequence, which includes middle Devonian, Frasnian, Famennian and lower Carboniferous, is overturned and made up mostly of limestone, marly limestone and an alternation of limestones and shales. The abundance and richness of different fossils groups is remarkable. Brachiopods are the dominant group with their variety of forms and excellent preservation. They are followed by trilobites, tentaculites, corals, bryozoans, gastropods and pelecypods. The diversity of fauna allows an exact and precise biostratigraphic zonation of the sequence. During summer 1974, we investigated a section through the Devonian and lower Carboniferous sequence. The geographical co-ordinates of the bottom and top of the section are respectively :

$$\begin{array}{l} X = 61^{\circ}68' \\ y = 34^{\circ}38' \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{bottom} \quad \begin{array}{l} X = 61^{\circ}68' \\ y = 34^{\circ}32' \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{top}$$

The description of the different fossil groups from the section and a detailed explanation of petrography and stratigraphy will be reserved for a further publication. In this paper only the new species of brachiopods or these which have been recognized for the first time in Robat-e-Pai will be presented.

Below we give a short description of the beds (20, 25, 44, 46) where fossils have been collected with others fossils associated as well as the age of these levels :

20. Twelve meters of limestone, at the base brown-yellow and thin bedded, at the upper part dark grey with numerous brachiopods : *Cyphoterorhynchus koraghensis* (Reed, 1922), *C. arpaensis* (Abramian, 1957), and \* (\*) *Ladogia meyndorfi* (de Verneuil, 1845) ; *Uchtospirifer multiplicatus* Brice, 1971 ; *Platyspirifer minutus* Brice, 1971.

This level is about 640 meters \*\* (\*\*) above the bases of the section and 380 meters \*\* below the top. It belongs to lower Frasnian (= zone 6, Brice, 1976).

(\*) \* In front of the name of a species indicates a new one or a species recognized for the first time at Robat-e-Pai.

(\*\*) \*\* The above measured data do not include the Carboniferous massive-limestone.

25. Five meters, alternation of shell-limestone and dark grey shales with \* *Ripidiorhynchus farsani* n. sp.

This level is about 682 meters \*\* above the basis of the section and 344 meters \*\* below the top. It also belongs to Frasnian (middle or upper) (= zone 8, Brice, 1976).

44. Ten meters of light to dark grey limestone with intercalated shales with rich fauna : *Schuchertella rugosa* Brice, 1974, *Dmitria seminoi* (Verneuil, 1850), *Dichospirifer piriformis* Brice, 1971 and \* *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp.

This level is about 1062 meters \*\* above the bases and 68 meters \*\* below the top. It belongs to lower Famennian (= zone 10, Brice, 1976).

46. Ten meters of dark grey to black shales with very rich fauna : *Aulacella interlineata* (Sowerby, 1840), *Mesoplica praelonga* (Sowerby, 1840), *Erciata* aff. *newberryi* (Hall, 1857), *Buxtonia scabricula* (Sowerby, 1814), *Centrorhynchus charakensis* (Brice, 1967), " *Gastrodetoecchia* " cf. *dichotomians* (Abramian, 1954), " *G* " *dichotomians assimulata* (Abramian, 1954), *Cyrtospirifer crassiplicatus cyrtinaeformis* Brice, 1971 and \* *C. crassiplicatus* Brice, 1971 (n. subsp. ?), *Eobrachythyris strunianus alatus* (Gosselet, 1879), *E. proovalis* Brice, 1971, *Dichospirifer thylakistoides* Brice, 1971, *D.* cf. *piriformis* Brice, 1971, *Cyrtiopsis graciosa lapparenti* Brice, 1971, *Toryniferella echinulata* Brice, 1971, *Composita* aff. *globosa* Krestovnikov and Karpichev, 1948.

This level is about 1083 meters \*\* above the bases of the section and 42 meters \*\* below the top. It belongs to upper Famennian and Etrœungt zone (?) (= zone 12, Brice, 1976).

## II. — PALEONTOLOGICAL DESCRIPTIONS (D. B.)

Order RHYNCHONELLIDA Kuhn, 1949

Genus *RIPIDIORHYNCHUS* Sartenaer, 1966

Types-species : *Terebratula livonica* von Buch, 1834.



**RIPIDIORHYNCHUS FARSANI** n. sp.

(Pl. XIII, fig. 1-5)

**Derivatio nominis** : Dedicated to Dr. Farsan, University of Kabul, who discovered this species.

**Locus typicus** : Robat-e-Pai. Geographical co-ordinates of the section (cf. Stratigraphy).

**Stratum typicum** : Beds 25 (cf. Stratigraphy).

**Types (\*)** : Holotype : UK 1, Coll. Farsan.  
Paratypes : UK 2 to UK 8, Coll. Farsan.

**Material** : 30 samples. Coll. Farsan. Beds 25. Robat-e-Pai

median costae :

$\frac{4}{3}$  (52 %) ;  $\frac{5}{4}$  (40 %) ;  $\frac{3}{2}$  (8 %)

parietal costae :

$\frac{1}{1}$  (80 %) ;  $\frac{1}{0}$  (5 %) ;  $\frac{1}{2}$  (10 %)

**Diagnosis** : « Small, transversely oval shell, often inflated with narrow sulcus, deep on the anterior region of the ventral valve and high tongue ».

Costae formula (about 90 % adult shells).

$\frac{4-5}{3-4}$  cm       $\frac{1}{1}$  cp       $\frac{8-9}{7-8}$  cl

**Description.**

*External characters* (text-fig. 1 A-B).

Small, wider than long shell, inequivalve, maximum thickness at or near the front. Unipli- cate anterior commissure.

Shallow pedicle valve. Erect or slightly re- curved beak with extremity and foramen not observed. Preumbo swelling corresponding with the maximum deepness of the valve. Flanks gently convex : the curvature sometimes rever- sed toward the posterior commissure. Sulcus starts at the preumbo, its bottom is flat or slightly concave. Tongue high sometimes ver- tical.

Brachial valve inflated with mesial fold nar- row beginning at some distance from the beak (30 % of the unrolled lengt of the valve). The greatest deepness of the valve is near of the frontal commissure.

*Ornament.*

Numerous, simple, moderately high costae, starting from the beak. Sometimes parietal costae do not reach the front (25 %).

The costae distribution observed on 25 spe- cimens is :

	UK 1	UK 2	UK 3	UK 4	UK 5	UK 6	UK 7	UK 8
L	10,2	10.	10,3	8,6	8,5	9,6	9,1	11,5
w	11,9	12.	11,6	9.	10,3	12,2	11.	14,3
t	8.	8.	7,3	4,3	7,5	7,2	9.	10,5
aa*	100	100	100	100	85	95	95	105
L/w	0,85	0,83	0,88	0,95	0,82	0,78	0,82	0,80
t/w	0,67	0,66	0,62	0,47	0,72	0,59	0,81	0,73
t/L	0,78	0,80	0,70	0,50	0,88	0,75	0,98	0,91

Table I. — Dimensions of the types : *R. farsani* n. sp.

*Internal characters.*

They are those of the genus described by Sartenaer (1966, p. 5). In the pedicle valve deltidial plates are rather small and lateral cavities are narrow. In the brachial valve, sep- talium is covered by convex and thick connec- tivum.

**Discussion.**

*Ripidiorhynchus farsani* n. sp. is close of *R. livonicus* (von Buch, 1834). The differences are chiefly the small size then general costae formula, thicker connectivum, narrower lateral cavities in the pedicle valve.

*R. ferquensis* (Gosselet, 1887) has some ana- logies with *R. farsani* but the costae of the first are stronger and lateral costae are less nu- merous.

*R. elburzensis* (Gaetani, 1965) presents the same differences as *R. ferquensis* with *R. far- sani*. Moreover it is wider and parietal costae often are absent.

(\*) Types are deposited in Laboratoire de Géologie de la Faculté libre des Sciences de Lille.

*R. strugi* (Nalivkin, 1941) and *R. pskovensis* (Nalivkin, 1941) differ chiefly in their general costae formula.

Genus *LADOGIA* Nalivkin, 1941

Type-spécies : *Terebratula meyendorfi* Verneuil, 1845.

*LADOGIA MEYENDORFI* (de Verneuil, 1845)

(Pl. XIII, fig. 13-15)

1845. *Terebratula meyendorfi* de Verneuil, p. 74, Pl. IX, fig. 15.  
1941. *Ladogia meyendorfi* (Verneuil); Nalivkin, p. 165, Pl. II, fig. 1-2.  
1947. *Ladogia meyendorfi* (Verneuil); Nalivkin, p. 93, Pl. XXI, fig. 17-18.  
1959. *Ladogia meyendorfi* (Verneuil); Liachenko, p. 135, Pl. 23, fig. 5-9.  
1962. *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil); McLaren, p. 65, text-fig. 17.  
1968. *Ladogia meyendorfi* (Verneuil); Tszyu, p. 405.  
1968. *Ladogia meyendorfi* (Verneuil); Aronova et al., p. 383.

**Material** : 2 samples from Robat-e-Pai. Coll. Farsan, Univ. Kabul; 2 s. (?) from Zard Sang. Coll. Lapparent.

**Description.**

*External characters.*

Large, sharply inequivalve shell with rounded or ogival anterior margin.

The pedicle valve is shallow and flat. Sulcus begins at or a little posterior to themid-length, shallow and ill-defined extending forwards into moderately broad tongue which becomes vertical.

The brachial valve strongly inflated, roof-shaped, flanks are steep. Mesial fold obscurely defined starting progressively at some distance from the beak. The flanks of the fold pass into the flanks of the valve.

*Ornament.*

The whole shell is covered with fine, flattened costellae. They are 5 to 6 in 5 mm at the front margin.

*Internal characters* (text-fig. 1 D).

They are those of the genus given by Nalivkin, described and illustrated by McLaren (1962, p. 65, text-fig. 17). Differences are : dental plates more weakly bent inwards and outer hinge plates not so much concave.

**Discussion.**

The Afghan species is very close to *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845). It differs slightly in the following features : the pedicle valve is less excavated, the sulcus is less deep, the tongue is not so high and not acuminate, the costellae are less numerous. Material is not sufficient to know if the Afghan species is new.

**Distribution.**

*Ladogia meyendorfi* (de Verneuil) is known from the lower Frasnian of the Russian Platform in Khvorostan beds (Aronova and al., 1968), in the Timan Pechora region in Sargaevo horizon (Tszyu, 1968). Rzhonsnitskaia (1968) considers the genus *Ladogia* as a characteristic form of the Arctic province in late Devonian.

Genus *EOPARAPHORHYNCHUS*  
Sartenaer, 1961

Type-species : *Eoparaphorhynchus maclareni* (Sartenaer, 1961).

*EOPARAPHORHYNCHUS HERIRUDENSIS*  
n. sp.

(Pl. XIII, fig. 6-10)

**Derivatio nominis** : of Heri Rud, flow and range of North Robat-e-Pai.

**Locus typicus** : Robat-e-Pai (cf. Stratigraphy).

**Stratum typicum** : Beds 44 (cf. Stratigraphy).

**Types** : Holotype UK 9 ;  
Paratypes UK 10 to UK 13.

**Material** : 10 specimens. Coll. Farsan : 7, UK 9 to UK 15.  
Coll. Lapparent : 3.

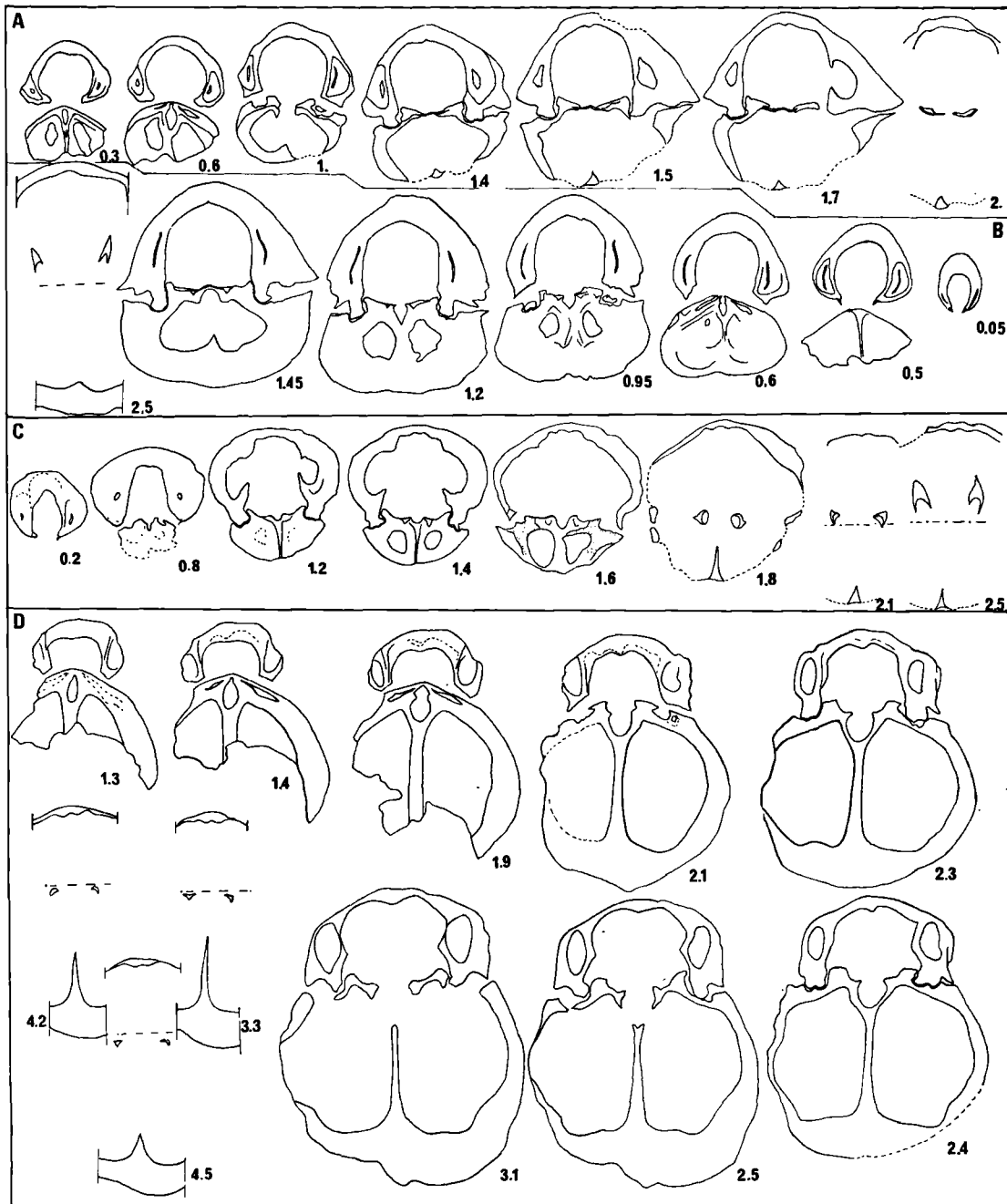
**Diagnosis** : « Small, gibbous, strongly inequivalve shell ».

**Description.**

*External characters.*

The shell is small to medium-sized, inequivalve, suboval in outline. Top of the shell near the front. The anterior commissure is uniplicate, sharp, strongly crenulated by costae.

Shallow pedicle valve with umbonal region swelling corresponding to greatest deepness. Erect to slightly incurved beak. Interarea clearly defined ventrally by a beak ridge. Flanks gently curved. Sulcus not very deep, well defined, starting at some distance from the beak, with flat bottom. Trapezoidal, steep, almost vertical tongue.



Text-fig. 1. — Serial transverse sections; distances are in mm and reckoned from the crest of the umbo.  
 A-B: *Ripidiorhynchus farsani* n. sp. Gr. = 6. - A: Hypotype UK 14. - B: Paratype UK 7.  
 Robat-e-Pai, beds 25, Frasnian (middle or upper).  
 C: *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp. Gr. = 6. Hypotype UK 15.  
 Robat-e-Pai, beds 44, lower Famennian.  
 D: *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845). Gr. = 3. Hypotype UK 18.  
 Robat-e-Pai, beds 20, lower Frasnian.

Inflated brachial valve. Umbo almost tangential to a vertical plan. The maximum deepness at or near the front. Mesial fold starting forward of the beak, clearly defined, moderately high, with its flat or slightly convex top.

Juvenile forms are flat and lenticular.

*Ornament.*

Costa formula :

$$\begin{array}{ccc} 3-4 & 0 & 4-5 \\ \hline 2-3 \text{ cm} & 0 \text{ cp} & 4 \text{ cl} \end{array}$$

Costae median simple start at the beak. They are angular forward, rounded in the posterior region. Lateral costae start near the beak.

	UK 9	UK 10	UK 11	UK 12	UK 13
L	10 +	12,75	-	9,1	9,8
w	12,5	13	10,7	9,7	10,6
t	11,2	11,5	8,5	5,5	5,00
an°	90	90	-	85	85
L/w	0,8	0,98	-	0,93	0,92
t/w	0,89	0,88	0,79	0,56	0,47
t/L	1,2	0,90	-	0,60	0,51

Table II. — Dimensions of the types : *E. herirudensis* n. sp.

*Internal characters.*

Pedicle valve. Dental plates and teeth are short, umbonal cavities rather reduced.

Brachial valve. Septalium moderately deep. Septum and outer hinge plates are thick.

**Discussion.**

The external and internal characters are those of the genus *Eoparaphorhynchus* Sartenaer, 1961.

Specifically *E. herirudensis* n. sp. is very close to *E. maclareni* Sartenaer, 1961. Juvenile forms of *E. herirudensis* have also some similarities with *E. lentiformis* (Nalivkin, 1930 not Gürich, 1903): same size but they differ in lateral costae which are better defined.

*E. triaequalis triaequalis* (Gosselet, 1879) differs from *E. herirudensis* in its size, form and its shallower sulcus.

*E. triaequalis praetriaequalis* (Sartenaer, 1961) is also larger, fold and sulcus not as well defined as *E. herirudensis*.

Order SPIRIFERIDA Waagen 1883

Superfamily SPIRIFERACEA King, 1846

Genus *CYRTOSPIRIFER*  
Nalivkin, 1918, in Fredericks, 1926

*CYRTOSPIRIFER CRASSIPLICATUS*  
Brice, 1971 (n. subsp. ?)  
(Pl. XIII, fig. 11-12)

Material : 22 samples and fragments. Beds 46. Coll. Farsan.

**Description.**

*External characters.*

Little spirifer, suborbicular or subpentagonal in outline, moderately biconvex and inequivalve. The hinge line is equal to maximum shell width.

Pedicle valve rather pyramidal. High inter-area, apsacline and gently concave particularly in the apical part. Delthyrium open. Erect or incurved beak. Sinus starting from the beak, clearly defined, narrow and shallow. Low tongue.

Brachial valve less convex than pedicle valve. Fold narrow, obscure or low but clearly defined by a pair of furrows.

*Ornament.*

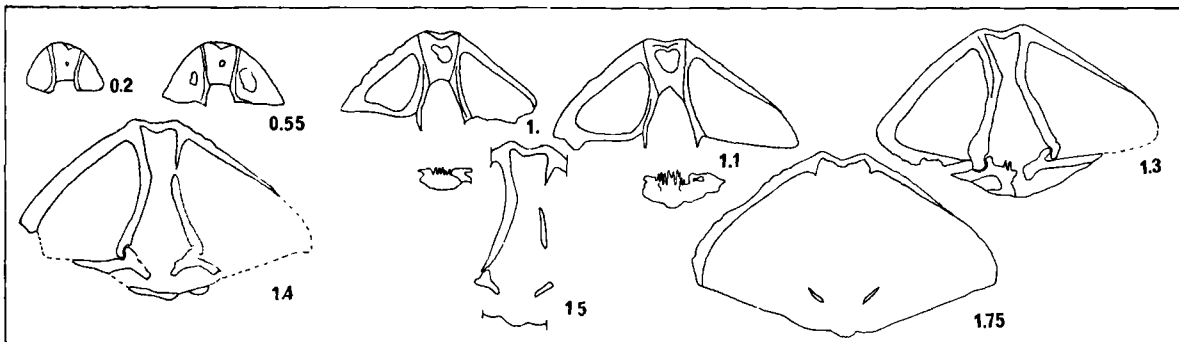
Lateral slopes with 8 or 10 gently rounded costae. Fold and sulcus bearing respectively 4 and 3 weaker costae.

Micro-ornament consists of obscure concentric growth lamellae and spines on pseudo-radial capillae.

*Dimensions* (hypotypes figured).

— UK 29 :

Longueur ..... 9,6 mm  
Largeur ..... 10,15 mm  
Epaisseur ..... 7,5 mm



Text-fig. 2. — *Cyrtospirifer crassilicatus* Brice, 1971 (n. subsp.?)

Serial transverse sections; distances are in mm and reckoned from the crest of the umbo. Gr. = 6.

— UK 30 :

Longueur ..... 10 ? mm  
 Largeur ... .. 11,3 mm  
 Epaisseur ..... 9 mm

*Internal characters (text-fig. 2).*

Pedicle valve. Long dental plates, apical cavities reduced by callosity. Delthyrial plate sometimes difficult to see.

Brachial valve whitout crural plates and septum.

**Discussion.**

The external and internal features are those of *Cyrtospirifer*.

Specifically close to *Cyrtospirifer crassilicatus* Brice, 1971, these specimens differ by their size which is smaller, their fold and sinus narrower, their lateral and median costae less numerous and less strong.

This form probably represents a new subspecies or new species but the material is not well enough preserved to erect a new taxon.

**BIBLIOGRAPHY**

- 1) ARANOVA S.M., GASSANOVA I.G., KREMS A.Ya., LOTSMAN O.A., LIACHENKO A.I., MAXIMOV S.P., NECHITAILO S.K., PISTRAK R.M., RADIONOVA K.Ph., and SOKOLOVA L.I. (1968). — Devonian of the Russian Platform. Intern. Symp. on the Devonian system, Calgary, 1967, Alberta. *Society of Petroleum Geologists*, v. 1, p. 379-396, 8 fig., 1 tabl.
- 2) BERGMANN H. (1966). — Bericht zur Geologie des gebietes von Ghüvian und Zindajan (West-Afghanistan). *Bundesanst. Bodenforsch.*, Hannover, 1966 (unpublished report).
- 3) BRICE D. (1971). — Etude paléontologique et stratigraphique du Dévonien d'Afghanistan. *Notes et Mémoires du Moyen-Orient*, Mém. XI, 364 p., 20 pl., 65 fig.-texte, 5 tabl.
- 4) BRICE D. (1976). — Biostratigraphie du Dévonien d'Afghanistan. *Soc. géol. Fr.* (sous presse).
- 5) BRICE D., COLLEAU A. et LAPPARENT A.F. (1969). — Sur la stratigraphie du Dévonien de Robot-e-Paï (Afghanistan occidental). *C.R. Ac. Sc. Paris.*, sér. D, t. 268, p. 2856-2858.
- 6) GRIESBACH C.L. (1885). — Afghan Field-Notes. *Rec. geol. Surv. India*, Calcutta, vol. XVIII, pt. 1, p. 57-64.
- 7) LAPPARENT A.F. et LE MAITRE D. (1963). — Sur le Dévonien du Koh-e-Baba en Afghanistan. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 188.
- 8) LIACHENKO A.I. (1959). — Atlas brachiopod i stratigraphii devonskikh otlojenii tzentralnkh oblastei roussoi platformy. *Trudy VNIGRI*, Leningrad, 219 p., 87 pl.
- 9) MAILLIEUX E. (1940). — Note sur des fossiles dévoniens de l'Afghanistan. *Bull. Inst. royal Sci. natur. Belgique*, Bruxelles, t. XVI, n° 41, 8 p.
- 10) Mc LAREN D.J. (1962). — Middle and Early Upper Devonian rhynchonelloid brachiopods from western Canada. *Can. Geol. Surv.*, Bull. 86, p. 1-122.
- 11) NALIVKIN D.V. (1930). — Brachiopods from the upper and middle Devonian of the Turkestan. *Mem. Com. geol.*, Moscou-Leningrad, nouv. sér., livraison 180, 221 p., rés. anglais, 177-221 fig., Pl. I-X (en russe).
- 12) NALIVKIN D.V. (1941). — Brachiopods of the Main Devonian Field, in *Fauna of the Main-Devonian Field. Pal. Inst. U.S.S.R. Acad. Sci.*, Moscou, p. 139-226. rés. anglais 195-220, 8 pl. (en russe).

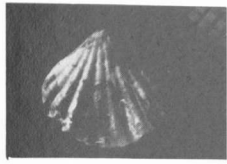
- 13) NALIVKIN D.V. (1947). — Brachiopodes in Atlas des formes guides des faunes fossiles de l'U.R.S.S., vol. III, p. 63-134, Pl. XIII-XXXIII (en russe).
- 14) POPAL S.A. and TROMP S.W. (1954). — The Stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I. *Proc. kon. Nederl. Akad. Wet.*, Ser. B, 57, n° 3, Amsterdam.
- 15) RZHONSNITSKII M.A. (1968). — Devonian of the U.S.S.R. Inter. Symp. Devonian System, Calgary, 1967, Alberta. *Society of Petroleum Geologists*, v. 1, p. 331-348, 8 fig.
- 16) SARTENAER P. (1961). — Late upper Devonian (Famennian) Rhynchonelloid Brachiopods. *Bull. Inst. royal Sci nat. Belgique*, Bruxelles, t. XXXVII, n° 24, 10 p., Pl. I-II.
- 17) SARTENAER P. (1966). — *Ripidiorhynchus*, nouveau genre de Brachiopode Rhynchonellide du Frasnien. *Bull. Inst. royal Sci. nat. Belgique*, Bruxelles, t. 42, n° 30, 15 p., Pl. I-II.
- 18) TSZYU Z.I. (1968). — Devonian of the Timan-Pechora region. Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1967, Alberta. *Society of Petroleum Geologists*, vol. 1, p. 397-412.
- 19) WEIPPERT D., WITTEKINDT H. and WOLFART R. (1970). — On the geological development of Central and South Afghanistan. *Bull. Afgh. Geol. Miner. Surv.*, 4, 99 p., 10 tabl., 11 pl., Kabul, 1970.
- 20) WOLFART R. (1965). — Paleozoic geology of Afghanistan. *Bundesanst. Bodenforsch.*, Hannover, 1965 (unpublished report).

#### EXPLANATION OF PLATE XIII

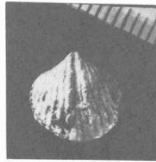
- Fig. 1- 5. — *Ripidiorhynchus farsani* n. sp.  
Robat-e-Pai, beds 25, Frasnian (middle or upper).
- 1 a-b. - Paratype UK 2, ventral and lateral views.  
2. - Hypotype UK 19, lateral view.  
3. - Hypotype UK 20, lateral view.  
4. - Holotype UK 1, frontal view.  
5 a-b. - Paratype UK 3, ventral and frontal views.
- Fig. 6-10. — *Eoparaphorhynchus herirudensis* n. sp.  
Robat-e-Pai, beds 44, lower Famennian.
- 6 a-b. - Paratype UK 12, ventral and dorsal views.  
7 a-e. - Holotype UK 9, ventral, posterior, dorsal, frontal and lateral views.  
8. - Paratype UK 13, anterior view.
9. - Hypotype UK 31, ventral view.  
10. - Paratype UK 10, ventral view.
- Fig 11-12. — *Cyrtospirifer crassiplicatus* Brice, 1971 (n. subsp. ?)  
Robat-e-Pai, beds 46, upper Famennian.
11. - Hypotype UK 29, ventral view.  
12 a-c. - Hypotype UK 30, frontal, dorsal and lateral views.
- Fig. 13-15. — *Ladogia meyendorfi* (de Verneuil, 1845).  
Robat-e-Pai, beds 20, lower Frasnian.
- 13 a-b. - Hypotype UK 16, lateral and frontal views.  
14. - Hypotype UK 17, ventral view. Gr. = 1.  
15 a-b. - Hypotype UK 18, plaster cast from the sample used for serial transverse sections.



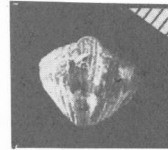
1a



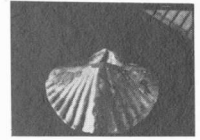
6a



11



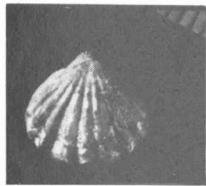
12a



12b



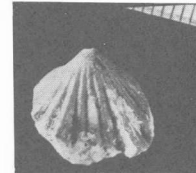
1b



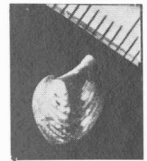
6b



8



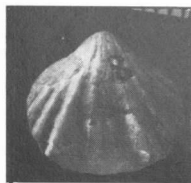
10



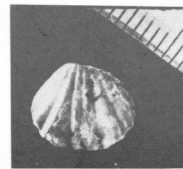
12c



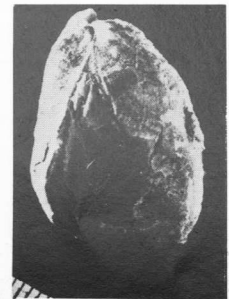
2



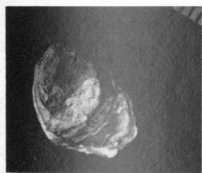
7a



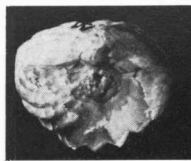
9



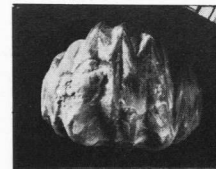
13a



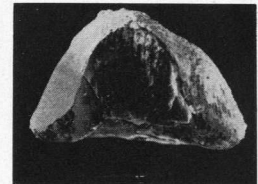
3



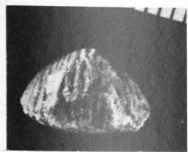
7b



7d



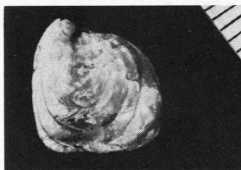
13b



4

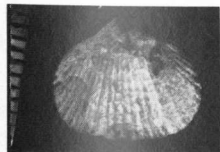


7c

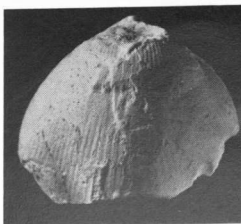


7e

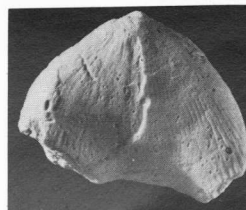
14



5a



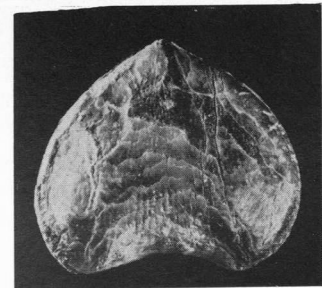
15a



15b



5b







## Précisions sur les organes reproducteurs de *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim)

par Claudine BROUSMICHE (\*)  
(Planches XIV à XVI)

**Sommaire.** — Cette étude d'un type de fructification relativement rare précise l'organisation des sporanges ainsi que le type d'ornementation des spores qu'ils renferment, grâce à l'utilisation du microscope électronique à balayage.

**Summary.** — This study of a relatively uncommon type of fructification brings accuracies about the organisation of sporangia and about the ornamentation of the spores by examination with the M.E.B.

L'échantillon étudié, conservé en empreinte, provient d'un sondage du bassin houiller de Lorraine, dans le Stéphanien ; son origine exacte est toutefois inconnue. Il s'agit d'un ensemble de sores subcirculaires concentrés sur une petite surface de la carotte et dont les organes de fixation ne sont pas conservés (Pl. XIV, fig. 1). On devine cependant une disposition alignée des sores sur plusieurs rangées superposées. Ces fructifications sont accompagnées d'un fragment stérile de "*Pecopteris*" *feminaeformis* (Schlotheim) (Pl. XIV, fig. 2). Etant donnée la relative rareté de ce type de matériel, il a paru bon d'en faire une étude, en dépit de l'origine imprécise.

### I. — DESCRIPTION

#### 1) Morphologie générale.

Si le mode de conservation ne permet pas de déterminer très exactement le nombre de sporanges constituant un sore, on peut estimer cependant que ce nombre est compris entre 5 et 10 (Pl. XIV, fig. 1 et 3). Les sporanges sont libres, en forme de banane, effilés à leur base, pourvus d'un anneau très net (fig. 1). Le mode d'insertion des sporanges sur leur pédoncule ne

peut être défini ; leur disposition est telle qu'on doit admettre que les différentes insertions étaient très proches les unes des autres (sinon issues d'un même point) (fig. 1 ; Pl. XIV, fig. 3).

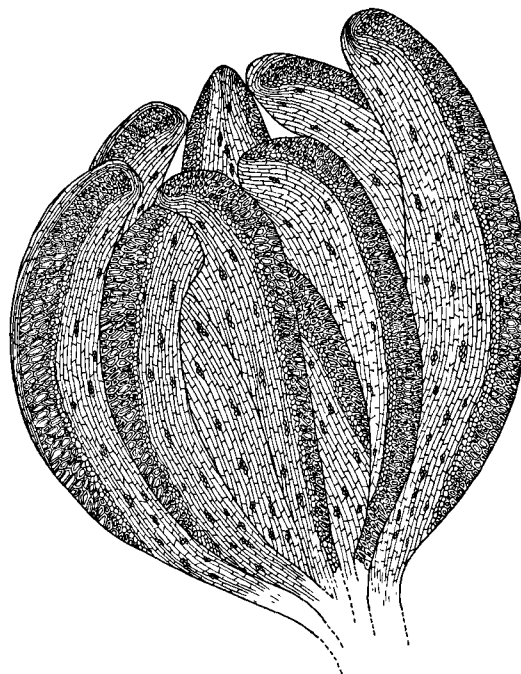


Fig. 1. — Reconstitution des organes reproducteurs de *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim) d'après la figure 3 de la Pl. XIV.

(\*) Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire de Paléobotanique.

Note déposée le 10 Juin 1976.

## 2) Sporangies.

Longueur moyenne : 3,5 mm ; largeur maximale : 1,5 mm. Chaque sporange présente un anneau multisérié composé de 5 à 6 rangées de cellules alternantes dont la taille varie beaucoup d'une extrémité à l'autre du sporange (Pl. XIV, fig. 4 à 9). Les cellules à parois épaissies, de forme polygonale allongée, ont leur grand axe incliné par rapport à celui du sporange. Elles atteignent 60-100  $\mu$  sur 20-45  $\mu$  dans la partie moyenne du sporange, là où elles sont le plus développées. Leur orientation se modifie à son sommet où elles ont tendance à se recourber vers la base du sporange. Leur taille diminue aussi progressivement jusqu'à atteindre celle des cellules de la paroi sporangiale en même temps que l'épaisseur de leurs parois s'atténue. Ainsi l'anneau est interrompu au sommet du sporange et divisé en deux bandes, l'extrémité de chaque bande "disparaissant" dans la paroi sporangiale. De ce fait, les surfaces abaxiale (convexe) et adaxiale (concave) délimitées par les bandes de l'anneau sont en continuité. Elles se composent essentiellement de cellules étroites, subrectangulaires, allongées longitudinalement et dont l'alignement est interrompu par des petits îlots de cellules scléreuses (3 à 10) à parois très épaissies, plus fréquents à la base du sporange (fig. 2 A et B).

La distinction entre surface abaxiale et adaxiale repose sur la façon dont les cellules de la paroi sporangiale passent aux cellules annulaires. La limite entre l'anneau et la surface adaxiale est franche : trois ou quatre rangées de cellules allongées, également rectangulaires, à parois fortes, dont la taille varie de 60-90  $\mu$  sur 6-7  $\mu$ , constituent la zone de transition où devait s'effectuer la déhiscence (Pl. XV, fig. 4 a ; fig. 2 A) Ces cellules suivent les deux bandes de l'anneau dont elles contournent les extrémités soulignant ainsi nettement que l'anneau est interrompu (Pl. XIV, fig. 7). Le passage de l'anneau à la surface abaxiale se fait au contraire progressivement par l'intermédiaire de deux rangées de cellules isodiamétriques à parois non épaissies (fig. 2 B).

## 3) Spores.

Un sore dégagé mécaniquement montre quelques spores rondes, d'assez grande taille, conservées sur la paroi sporangiale et dans le schiste avoisinant. Des prélèvements *in situ* et

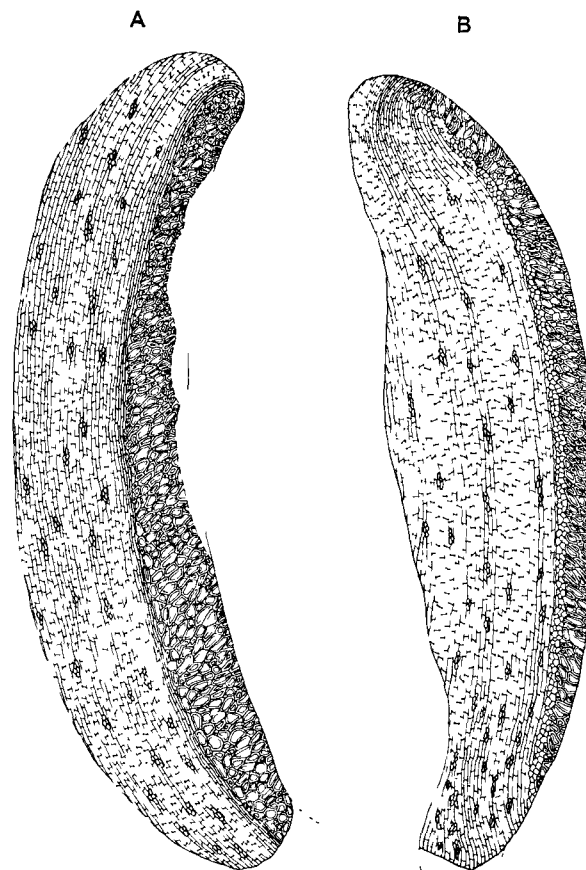


Fig. 2. — *Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim).  
Sporange isolé (dessin d'après nature).  
A : Face adaxiale. — B : Face abaxiale.

une attaque modérée d'un sporange complet ont permis d'en préciser les caractères. Les préparations palynologiques renferment des spores toujours rondes, trilètes, verruqueuses, mais dont la taille varie énormément (Pl. XVI, fig. 1 à 5). Les spores observées à partir de prélèvements effectués au hasard dans plusieurs sporanges mesurent entre 115 et 179  $\mu$ , la moyenne se situant aux environs de 137  $\mu$ . Celles obtenues par l'attaque du contenu d'un sporange ont tendance à rester agglomérées en masses difficilement dissociables. Ceci correspond sans doute à un état immature qui se traduit nettement au niveau de la taille : les différentes mesures se dispersent entre 78 et 100  $\mu$  autour d'une moyenne de 89  $\mu$ . L'orne-

mentation des spores immatures est cependant tout à fait identique à celle des formes de plus grande taille. Les branches de la marque trilète sont équidistantes et presque égales, leur longueur équivaut à peu près au quart du diamètre de la spore. Enfin, l'exine présente souvent de nombreux replis. Ces spores correspondent au type *Verrucosisporites* (Ibrahim) dans la terminologie des spores dispersées, en observation optique.

Le microscope électronique à balayage apporte quelques précisions sur l'ornementation. Les spores, toujours aplaties, sont ornées, quelle que soit leur taille, de crêtes assez fortes, coalescentes, plus ou moins méandriformes (= *rugulae*), caractéristiques du genre *Convolutispora* Hoff., Staplin et Malloy (Pl. XVI, fig. 6-9). On n'observe pas d'ornementation secondaire entre les crêtes. Ainsi les spores qui, au microscope optique, semblaient appartenir au type *Verrucosisporites*, doivent en fait être rapportées à *Convolutispora*.

## II. — DISCUSSION

Ce type de fructification était connu à l'état isolé sous les noms de *Androstachys* Grand'Eury, *Biscalitheca* Mamay, *Etapteris* Renault, *Monoscalitheca* Abbott, *Nemejcopteris* Barthel, *Schizostachys* Grand'Eury, *Zygopteris* Corda [voir Broutin (5, p. 1538)]. Barthel (3) propose une reconstitution complète de "*Pecopteris*" *feminaeformis* (Schlotheim) Sterzel à partir d'un matériel abondant à la fois stérile et fertile du bassin de Döhlen. Il crée à cette occasion le genre *Nemejcopteris* qu'il différencie de *Biscalitheca* Mamay (11) mod. Phillips et Andrews (13) [= *Monoscalitheca* Abbott (1), Cridland (7)] par la présence d'un anneau continu chez *Nemejcopteris*.

L'échantillon étudié ne correspond pas tout à fait à la description de Barthel : l'anneau est nettement interrompu au sommet du sporange et les surfaces abaxiale et adaxiale présentent la même architecture sauf au contact de l'anneau. Les cellules isodiamétriques qui, d'après Barthel, constituent la totalité de la surface abaxiale sont ici nettement limitées à une étroite zone de transition avec l'anneau (il est possible que le spécimen étudié par Barthel ne soit pas parfaitement conservé et qu'il n'ait pas permis une observation détaillée de cette sur-

face). Le fait que les fructifications soient accompagnées d'un fragment stérile de "*Pecopteris*" *feminaeformis* incite toutefois à attribuer l'échantillon étudié au genre *Nemejcopteris*.

Barthel différencie également *Nemejcopteris* de *Biscalitheca* par le nombre de cellules constituant l'anneau. A l'intérieur du genre *Biscalitheca*, les différences spécifiques reposent essentiellement sur des critères quantitatifs : nombre de sporanges par sore, dimensions des sporanges, nombre de cellules constituant l'anneau. Il semble donc que le second caractère utilisé pour distinguer *Biscalitheca* de *Nemejcopteris* soit plutôt d'ordre spécifique que générique. Enfin, il est intéressant de noter que *Biscalitheca kansana* Cridland (6), décrite à partir d'un échantillon des Lawrence Shale du Comté de Douglas (Kansas), a été récoltée avec des penes stériles de *Nemejcopteris feminaeformis*.

Les ressemblances sont aussi frappantes au niveau des spores. Cridland (6) rapporte celles de *Biscalitheca kansana* au type *Convolutispora* et Mamay (11) décrit celles de *Biscalitheca musata* comme étant ornées de granules grossiers circulaires et de crêtes plus ou moins branchues.

*Nemejcopteris* et *Biscalitheca* représentent donc deux types de fructifications vraiment très proches. Il semble d'ailleurs que l'on s'achemine vers une identification des différentes fructifications décrites chez les Coenopteridales. En effet, Barthel (3) propose de rétablir comme nom légitime *Schizostachys* Grand'Eury (10) et d'y inclure *S. (Zygopteris) pinnata* (= *Etapteris pinnata* Grand'Eury) et *S. spiciformis* (= *Zygopteris cornuta* Zeiller). Galtier et Grambast (9) admettent à quelques détails près une conformité totale du type général d'organisation de la fronde fertile de *Biscalitheca musata* et de *Schizostachys spiciformis*. La révision de *Monoscalitheca fasciculata* Abbott par Cridland (8) a permis de retrouver chez *Schizostachys* (= *Biscalitheca*) les penes aplanés dorsales parfois observables chez les individus âgés de *Nemejcopteris*. Cette dernière découverte et le fait que *Schizostachys* soit toujours accompagné dans les couches Wettin de penes stériles de *Nemejcopteris feminaeformis* conduisent Barthel (4) à supposer que *Schizostachys* n'est pas qu'une simple espèce apparentée à *Nemejcopteris* mais qu'elle est identique à ses frondes fertiles, ce qui semble se confirmer avec l'échantillon étudié ici. Toutefois, il n'est pas

permis pour l'instant d'assimiler les deux types de fructifications tant que *Schizostachys pinnata* n'aura pas été découvert dans la région d'origine, le Stéphaniens français du Massif Central, en connexion ou au moins en association signi-

ficative avec des pennes stériles du type *Nemejcopteris feminaeformis*. Par conséquent, le nom de *Nemejcopteris* doit être maintenu pour le moment, parallèlement à *Schizostachys*, tant que la preuve précédente n'aura pas été fournie.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABBOTT M. (1961). — A Coenopterid fern fructification from the upper freeport, n° 7, coal in southeastern Ohio. *J. Paleontol.*, vol. XXXV, n° 5, p. 981-985, Pl. 115, 116.
- 2) ANDREWS H. et BOUREAU E. (1970). — Traité de Paléobotanique, t. IV, fasc. 1 : *Filicophyta*, p. 72-74, 104.
- 3) BARTHEL M. (1968). — "*Pecopteris*" *feminaeformis* (Schlotheim) Sterzel und "*Araucarites*" *spiciformis* Andrae in Germar - Coenopterideen des Stephans und Unteren Perms. *Paläontol. Abh.*, Berlin, Bd II, H. 4, p. 727-742, 5 pl., 4 fig.
- 4) BARTHEL M. (1975). — Neue Erkenntnisse und Fragen über des Oberkarbons und des Unteren Perms. *Wiss. Zeitschrift Humboldt-Universität Berlin, Math. - Natur.*, R. XXIV, (4), p. 461-474, 7 pl.
- 5) BROUTIN J. (1973). — Découverte de fructifications de *Zygopteridaceae* dans le Carbonifère supérieur du Sud de l'Espagne. *C.R. Ac. Sc.*, t. 276, sér. D, n° 10, p. 1537-1540, 2 pl.
- 6) CRIDLAND A. (1966). — *Biscalitheca kansana* n. sp. (Coenopteridales, *Zygopteridaceae*), a compression from the Lawrence Shale (Upper Pennsylvanian), Kansas, U.S.A. *Amer. J. Bot.*, Baltimore, vol. LIII, n° 10, p. 987-994, 25 fig.
- 7) CRIDLAND A. (1967). — Reinterpretation of *Monoscalitheca*. *Amer. J. Bot.*, Baltimore, vol. LIV, n° 5, p. 653.
- 8) CRIDLAND A. (1971). — *Monoscalitheca*, a synonym of *Biscalitheca* (Coenopteridales). *Bull. Torrey Bot. Club*, Lancaster, P.A. 98, 55, p. 258-264, 8 fig.
- 9) GALTIER J. et GRAMBAST L. (1972). — Observations nouvelles sur les structures reproductrices attribuées à *Zygopteris lacattei* (Coenopteridales de l'Autuno-Stéphaniens français). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, Amsterdam, vol. XIV, n° 112, p. 101-111, 1 pl.
- 10) GRAND'EURY F. (1877). — Flore carbonifère du département de la Loire et du centre de la France. *Mém. Acad. Sc. Inst. France*, Paris, 24, 624 p., 34 pl.
- 11) MAMAY S. (1957). — *Biscalitheca*, a new genus of Pennsylvanian Coenopterids, based on its fructifications. *Amer. J. Bot.*, Baltimore, vol. XLIV, n° 3, p. 229-239, 30 fig.
- 12) MAMAY S. (1972). — *Biscalitheca suzanneana* n. sp. from the uppermost Pennsylvanian of Texas. *Rev. Palaeobot., Palynol.*, Amsterdam, vol. XIV, n° 1/2, p. 141-147, 1 pl.
- 13) PHILLIPS T. et ANDREWS H. (1968). — *Biscalitheca* (Coenopteridales) from the Upper Pennsylvanian of Illinois. *Palaeontology*, London, vol. XI, part. 1, p. 104-115, Pl. 21-24, 2 fig.-text.

\* \* \*

EXPLICATION DES PLANCHES

**Planche XIV**

*Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim)

- Fig. 1. — Vue d'ensemble des organes reproducteurs. Gr. Nat.
- Fig. 1a. — Les sores apparaissent disposés en rangées superposées. Gr. = 3.
- Fig. 2. — Feuillage stérile. Gr. Nat.
- Fig. 2a. — Gr. = 12.
- Fig. 3. — Un sore isolé dont est issu le sporange figuré Pl. XV, fig. 1 et 2. Gr. = 12.
- Fig. 4 à 9. — Vues de quelques sporanges illustrant l'architecture des organes reproducteurs.
4. - Vues latérales de l'anneau. Gr. = 12.
  5. - Sporange observé selon la face abaxiale (a) ; sporange observé selon la face adaxiale : les cellules longitudinales à parois épaissies sont nettement visibles (b). Gr. = 12.
  6. - Trois sporanges observés selon leur face adaxiale. L'alignement des cellules de la paroi sporangiale est nettement interrompu par des îlots de cellules scléreuses. Gr. = 12.
  7. - Les cellules longitudinales de transition contourment l'extrémité des bandes de l'anneau. Gr. = 12.
  8. - Les cellules de l'anneau sont recourbées au sommet du sporange. Gr. = 12.
  9. - Sporange vu selon la face abaxiale. Les cellules de l'anneau passent progressivement à celles de la paroi sporangiale. Gr. = 12.

**Planche XV**

*Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim)

- Fig. 1. — Sporange isolé observé selon la surface abaxiale. Le passage des cellules de l'anneau aux cellules de la paroi sporangiale se fait par deux rangées de cellules isodiamétriques. Gr. = 25.
- Fig. 1a. — Les îlots scléreux interrompant l'alignement des cellules de la paroi sporangiale sont bien visibles. Gr. = 50.

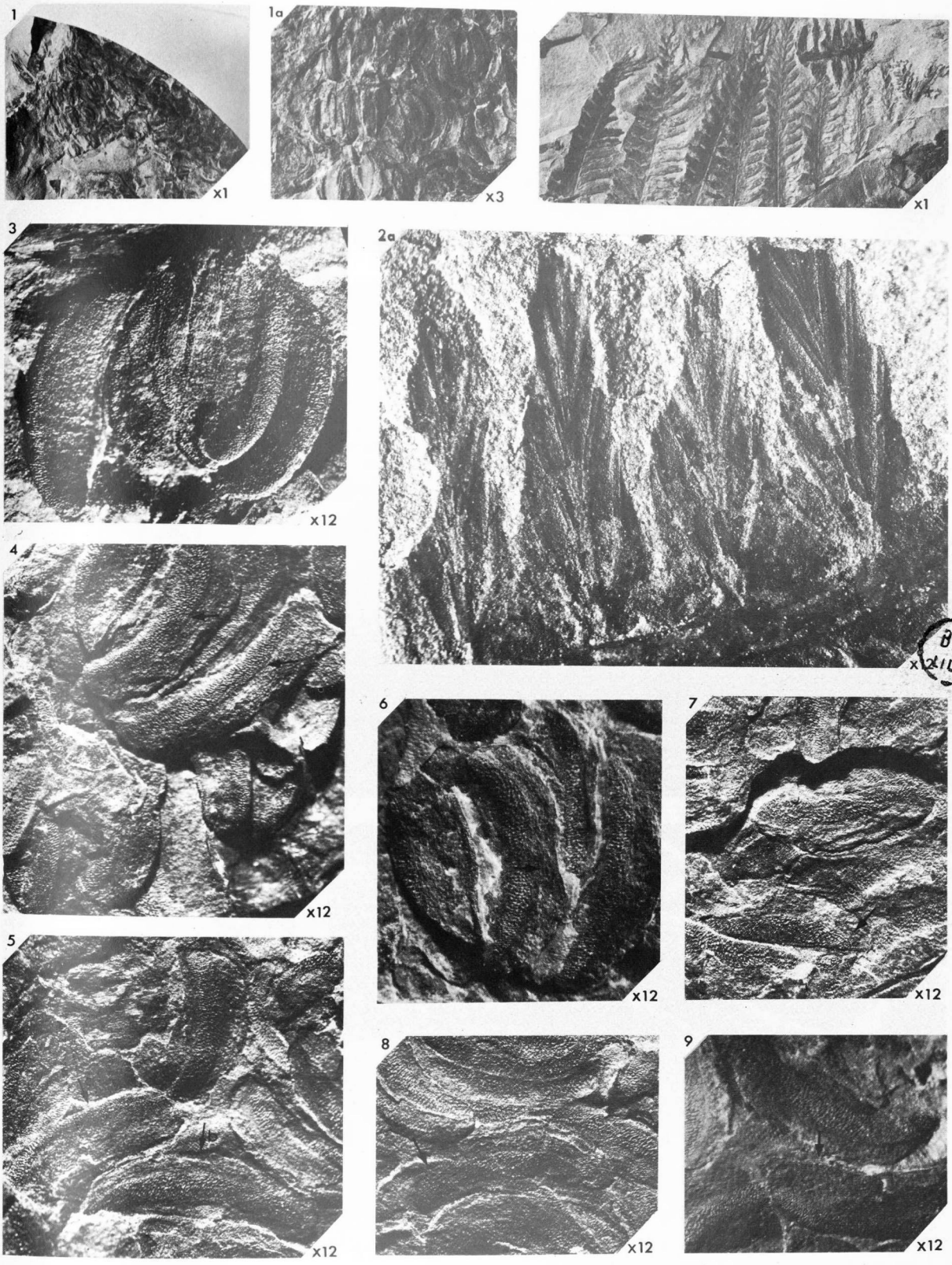
- Fig. 2. — Le même sporange qu'en fig. 1 observé selon la surface adaxiale. Trois à quatre rangées de cellules rectangulaires allongées longitudinalement constituent la transition entre l'anneau et la paroi sporangiale. Gr. = 25.
- Fig. 2a. — Les empreintes des spores sont visibles sur la paroi sporangiale. Gr. = 50.
- Fig. 2b. — Les cellules de transition contourment l'extrémité de la bande de l'anneau soulignant nettement que l'anneau est interrompu au sommet du sporange. Gr. = 50.
- Fig. 3. — Sporange observé selon la surface adaxiale. Les deux bandes de l'anneau sont soulignées par les deux zones de cellules de transition. A l'extrémité du sporange, les cellules de l'anneau se courbent vers la base du sporange. Gr. = 50.
- Fig. 4. — Sporange isolé observé au microscope électronique à balayage - face adaxiale. Gr. = 50.
- Fig. 4a. — Passage des cellules de l'anneau aux cellules de la paroi sporangiale. Gr. = 200.
- Fig. 4b. — Quelques cellules de l'anneau. Gr. = 1.000.

**Planche XVI**

*Nemejcopteris feminaeformis* (Schlotheim)

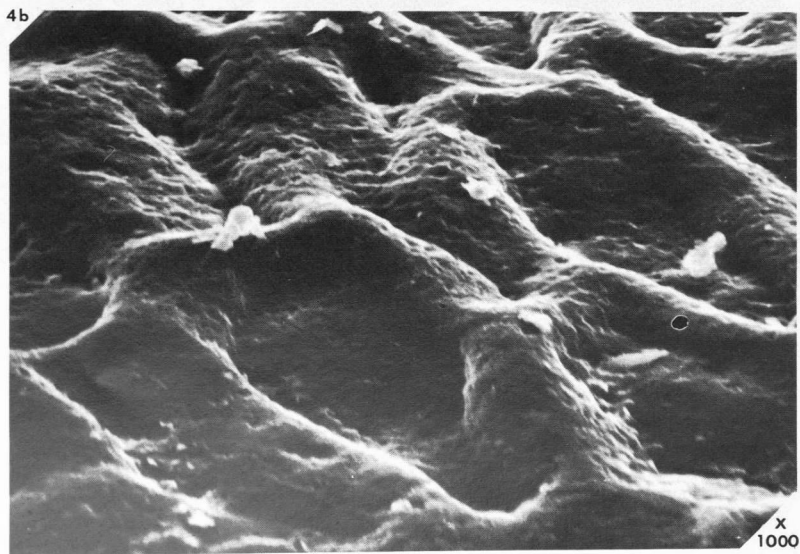
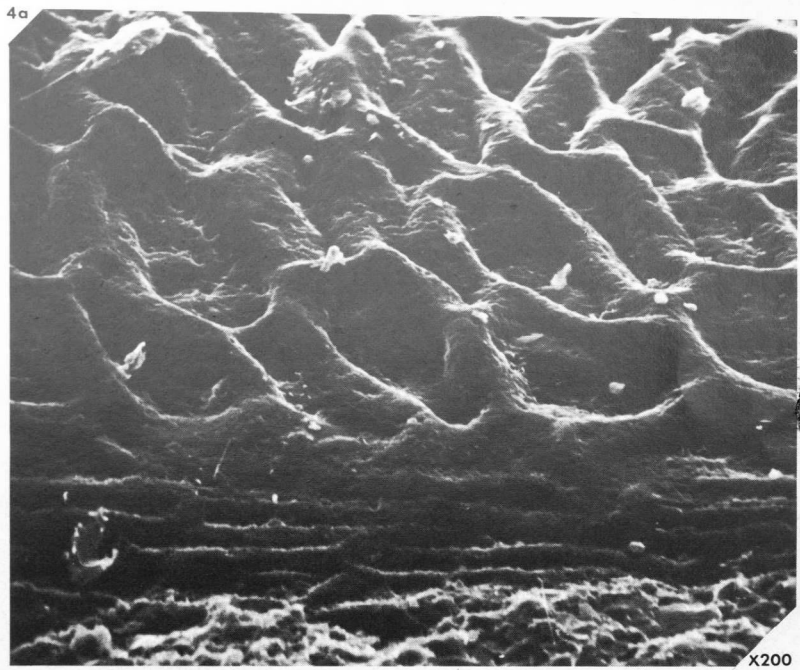
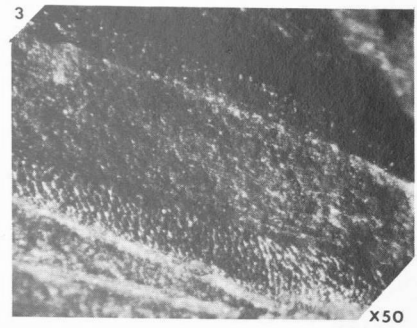
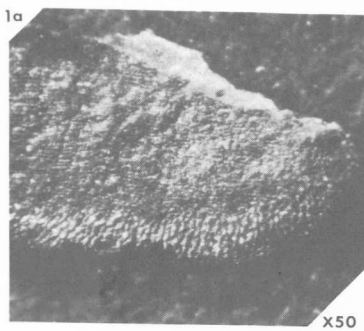
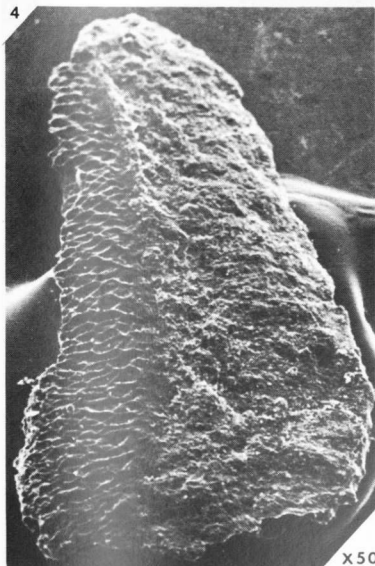
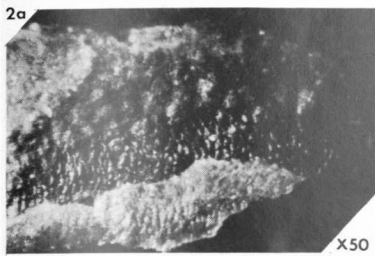
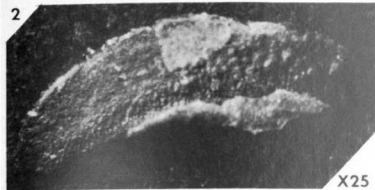
- Fig. 1 à 4. — Spores isolées provenant de l'attaque d'un seul sporange. Leur taille est relativement faible et témoigne d'un état non mature. Gr. = 500.
- Fig. 5. — Spore isolée obtenue dans des prélèvements effectués au hasard dans plusieurs sporanges. La taille des spores est ici nettement plus grande. Gr. = 500.
- Fig. 6. — Tétrade de spores observée au microscope électronique à balayage, provenant du même sporange que les spores figurées de 1 à 4. Gr. = 500.
- Fig. 7, 8. — Spores isolées de même origine. Gr. = 1.000.
- Fig. 9. — Détail de l'ornementation constituée de *rugulae* caractéristiques du type *Convolutispora* Hoff., Stap. et Mal. Gr. = 5.000.



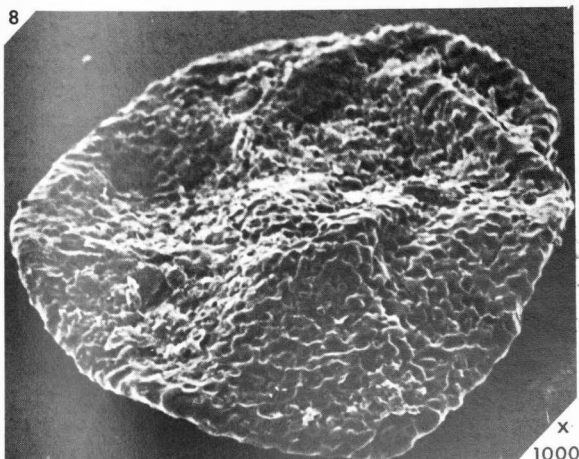
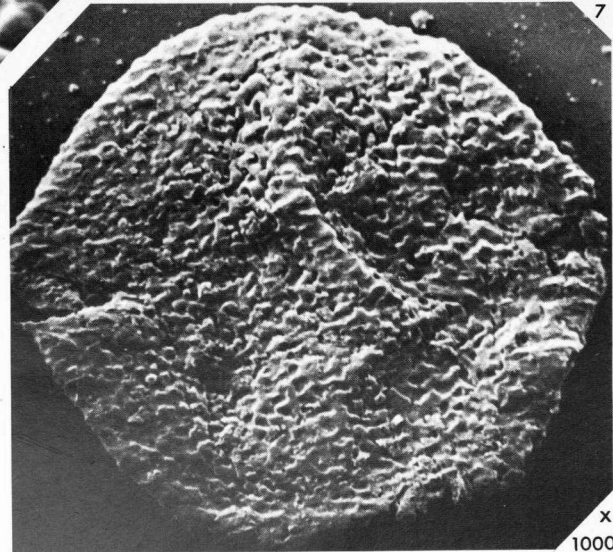
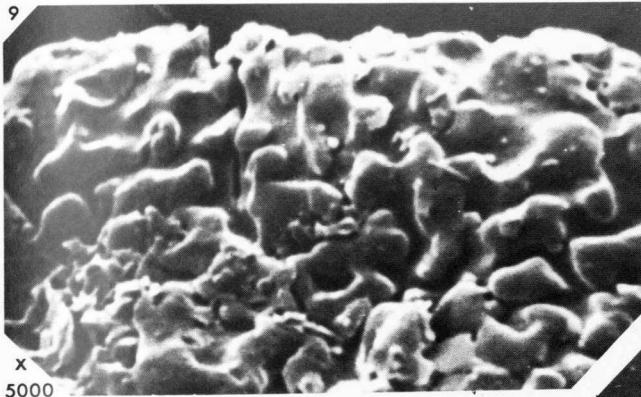
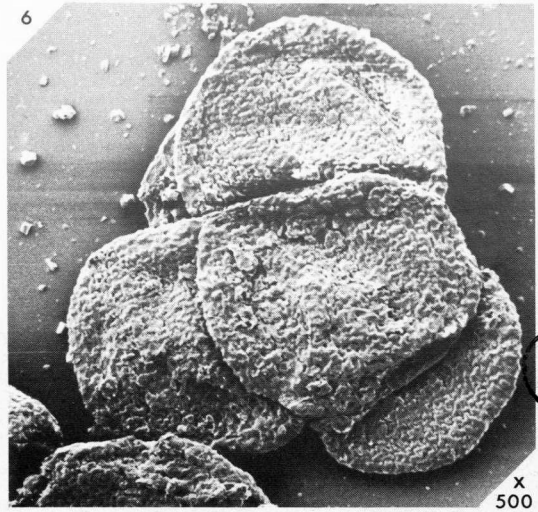
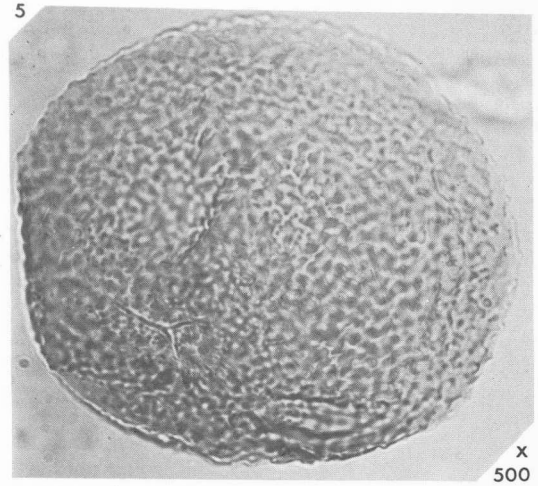
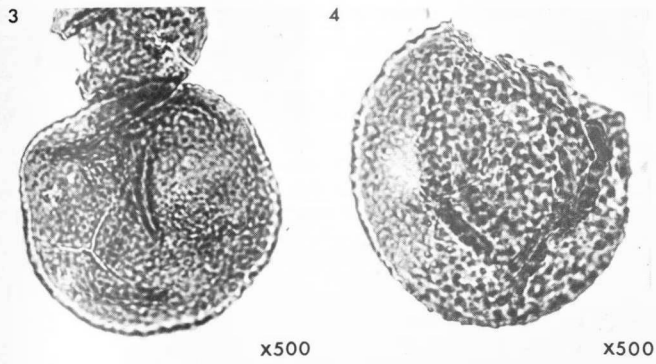
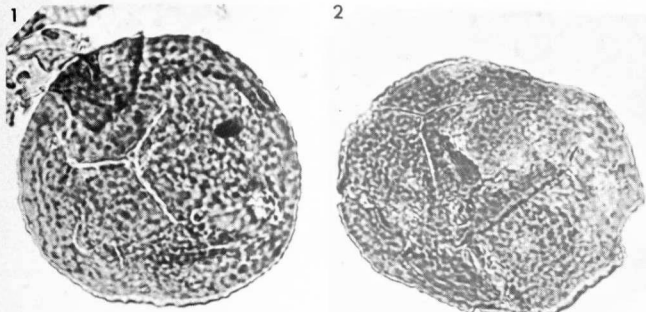














## La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Péninsule Arabique)

par Christian MONTENAT (\*), † Albert F. de LAPPARENT (\*), Maurice LYS (\*\*),  
Henri et Geneviève TERMIER (\*\*\*) et Daniel VACHARD (\*)  
(Planches XVII à XXIII)

**Sommaire.** — De nouvelles observations ont été faites sur les formations protérozoïques et paléozoïques autochtones du Jebel Akhdar, au centre des montagnes d'Oman. Une étude biostratigraphique est consacrée au Permien (Algues, Foraminifères, macrofaune), dont l'âge murghabien et djulfien a pu être établi. Un genre et trois espèces d'invertébrés sont créés : *Anisotrypella saiqensis* n. sp., *Araxilevis minor* n. sp., *Omanimaria lapparenti* n. gen., n. sp. Une tentative d'interprétation paléogéographique est présentée.

**Summary.** — New data on the proterozoic and paleozoic autochthonous formations of the Jebel Akhdar in the Oman Mountains. Biostratigraphic study of the Upper Permian (Algae, Foraminifera, macrofauna), from Murghabian to Djulfian. Description of one new genus and three new species: *Anisotrypella saiqensis* n. sp., *Araxilevis minor* n. sp., *Omanimaria lapparenti* n. gen. n. sp. A paleogeographic interpretation is presented.

### INTRODUCTION

Le Jebel Akhdar est un massif aux reliefs accusés situé au centre des montagnes d'Oman (fig. 1). Le plateau de Saiq (2.000 m) en est un des rares points accessibles.

A partir de ce plateau, la descente du versant méridional du Jebel Akhdar par les gorges profondes du Wadi Miadin présente un grand intérêt géologique. Deux importants ensembles stratigraphiques sont en effet exposés sur une dénivelée dépassant le millier de mètres : le Permien, rarement fossilifère dans les montagnes d'Oman, qui renferme ici une faune assez variée, et un puissant complexe sédimentaire qui peut être attribué en partie à l'Eocambrien et que la série permienne recouvre transgressivement, en discordance. Entre ces deux ensembles existent des témoins

d'un Paléozoïque inférieur (?) schisteux dont l'extension est encore mal connue.

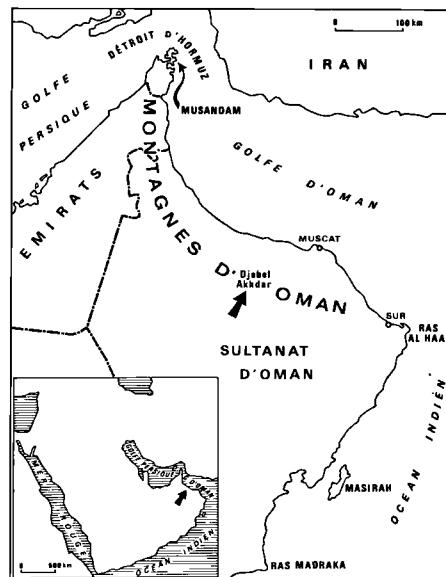


Fig. 1. — Localisation géographique du Jebel Akhdar dans les Montagnes d'Oman.

(\*) Institut de Géologie IGAL, 21, rue d'Assas, 75270 Paris Cedex 06; A.F.L. décédé le 28 Février 1975.

(\*\*) Laboratoire de Géologie Historique, Faculté des Sciences d'Orsay, 91405 Orsay.

(\*\*\*) Département de Géologie Structurale, Université Pierre et Marie Curie, 4, Pl. Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Note déposée le 16 Juillet 1976.

## I. — PRESENTATION GEOLOGIQUE DES MONTAGNES D'OMAN

La connaissance de la géologie des montagnes d'Oman repose aujourd'hui sur l'important travail de Glennie et al. (1974). Les grandes lignes structurales sont assez simples (fig. 2) :

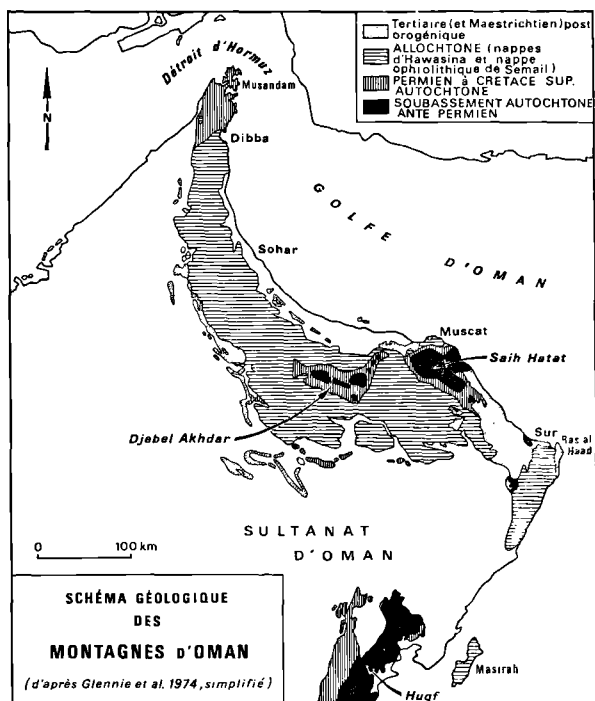


Fig. 2. — Schéma géologique des Montagnes d'Oman.

1) Le socle cristallin n'apparaît nulle part dans les montagnes d'Oman.

2) Les terrains autochtones se répartissent en deux grands ensembles sédimentaires :

a) Un premier groupe de formations, qualifié de pré-permien, apparaît à la faveur des deux vastes bombements anticlinaux de Saih Hatat et du Jebel Akhdar, situés respectivement au S et au SW de Muscat, la capitale. On discutera plus loin des analogies de ces dépôts avec ceux de l'Eocambrien d'autres régions proches.

b) Un second ensemble, discordant et transgressif sur le précédent, est constitué de séries essentiellement carbonatées, datées depuis le Permien jusqu'au Crétacé supérieur.

3) Les terrains allochtones, charriés sur les précédents, affleurent largement dans les Montagnes d'Oman. Ils sont constitués de plusieurs unités tectoniques superposées :

a) Les plus inférieures (nappes d'Hawasina) comportent, pour l'essentiel, des matériaux sédimentaires dont l'âge s'étendrait également du Permien au Crétacé supérieur. Ces dépôts diffèrent de l'autochtone par l'importance de la sédimentation turbiditique et la présence de formations à olistolithes ("Oman exotics").

b) La nappe supérieure (nappe de Semail) est constituée de roches basiques et ultrabasiques, représentant l'un des plus grands complexes ophiolitiques du monde.

Après la mise en place des nappes au Campanien, le dépôt de formations marines "post-orogéniques" s'échelonne du Maestrichtien au Néogène. L'allure actuelle des Montagnes d'Oman résulte des mouvements intervenus pendant et après le Tertiaire.

## II. — DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

### A) LE SUBSTRATUM ANTE-PERMIEN DU JEBEL AKHDAR : LE PROTEROZOÏQUE ET LE PALEOZOÏQUE INDETERMINE.

#### 1) Stratigraphie générale des dépôts "anté-Permien" : la coupe du Wadi-Hajir.

La stratigraphie de ces formations, affleurant à la faveur du bombement anticlinal du Jebel Akhdar, est connue, dans ses grandes lignes, depuis les études de Tschopp (1967) et Glennie et al. (1974).

Un bon exemple de cette succession stratigraphique a été observé par de Lapparent dans la vallée du Wadi Hajir, au sud d'Awabi (SE de la Palmeraie de Rustaq). Sa description succincte permettra de reconnaître aisément les différentes formations lithologiques définies par les auteurs. Du Sud au Nord et de la base au sommet, la succession est la suivante (fig. 3) :

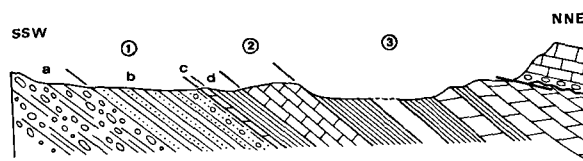


Fig. 3. — Coupe stratigraphique des formations proterozoïques du Wadi Hajir.

a) *Formation des Conglomérats de Mistal* ( $\geq 1.000$  m).

— Conglomérats hétérométriques, pris dans une matrice de schistes sombres associés à des grès gris ou noirs, mal stratifiés, contenant eux-mêmes des lentilles conglomératiques. Les galets, généralement peu émousés, varient en taille, du cm à plusieurs dm, et sont de nature variée (granites, gneiss, quartz, grès, schistes). Souvent, ils apparaissent en "nids", disposés sans ordre et sans stratification dans les schistes. Les décharges conglomératiques englobent fréquemment des "voiles" de schistes sombres. L'interprétation de tels dépôts comme d'anciens tilloïdes glaciaires (Tschopp, 1967) semble fondée.

— Les conglomérats et les schistes passent progressivement vers le haut à une épaisse série de grès à ripple marks et de schistes (plusieurs centaines de mètres). Des passées conglomératiques réapparaissent au sommet (blocs de granite gris bleu) accompagnées de matériel arkosique.

— Dolomies brunes à laminites algaires (10 m).

— Schistes verts coupés de quelques intercalations dolomitiques minces et surmontés de sables argileux de teinte claire (100 m environ).

b) *Formation du calcaire de Hajir* (100 m).

Il s'agit de calcaires noirs en gros bancs, finement cristallins, dégagant une odeur fétide à la cassure, entaillés en gorges par le Wadi Hajir. La recherche de micro-organismes dans ce calcaire (Deunff) n'a donné que peu de résultats jusqu'à présent, le matériel étant très carbonifié. Notons, cependant, la présence de fragments de tissus végétaux et de quelques spores.

c) *Formation des schistes de Miaidin*.

Très épaisse série ( $\leq 1.000$  m) de schistes et de grès fins, d'abord rouges (palmeraie de Hajir), puis verts, micacés, finement lités (cm), présentant des figures de courant à la base des bancs.

d) *Formation de Kharus*.

Dolomies brunes, à laminites algaires et stromatolithes, coupées dans leur partie inférieure d'une zone de schistes terreux verdâtres et présentant des silex dans leur partie supérieure.

Le contact précis avec le Permien surincombant, certainement discordant, est brouillé par une zone de friction mécanique. Plus à l'Est, au Nord du village d'Istal, les gorges de Wadi Bani Kharus permettent d'observer (rive Est) la discordance angulaire des calcaires permien noirs, avec conglomérats de base, sur les dolomies brunes à silex et stromatolithes.

2) *La coupe d'Al Ayn, à l'Est du plateau de Saiq*.

La piste d'avion de la garnison de Saiq (15 km NNE de Nizwa) est installée sur un petit plateau de calcaires permien subhorizontaux, situé au "top" d'une large structure anticlinale du Jebel Akhdar, à environ 2.000 m d'altitude.

Le rebord oriental de ce plateau, très profondément entamé par l'érosion, montre le sub-

stratum anté-Permien. Les meilleures observations ont été réalisées à l'Est de Saiq, près des villages de Al Ayn et Al Agar, puis lors de la descente du plateau de Saiq jusqu'à Miaidin (\*).

La succession stratigraphique est compliquée ici par des plissements anté-permiens, accompagnés de failles à rejet apparent considérable qui, pour certaines d'entre elles, semblent avoir commencé de fonctionner avant le dépôt du Permien.

Une coupe peut être examinée près du hameau de Al Agar (fig. 4 ; les numéros sont ceux de la figure) :

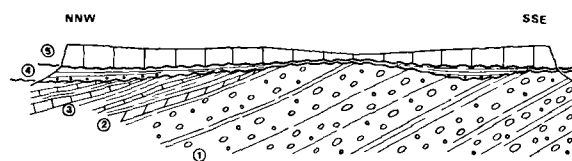


Fig. 4. — Coupe d'Al Ayn (Plateau de Saiq). Relations entre les Formations protérozoïques et paléozoïques (explication dans le texte).

1) Schistes sombres et conglomérats hétérométriques peu évolués, à galets de granite abondants, pris dans une matrice schisteuse (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur). Le caractère tilloïde des "conglomérats de Mistal" est ici bien affirmé.

2) Dolomie à patine brune, grise à la cassure, avec laminations algaires et traces de déformations synsédimentaires (slumping?) (épaisseur variable  $\leq 10$  m). Le même horizon carbonaté surmonte les conglomérats de Mistal dans la coupe du Wadi Hajir.

3) Schistes altérés, blanc vert, mal visibles, suivis d'une série rythmique plissotée de schistes verts alternant avec des bancs carbonatés. Il s'y intercale de grosses masses lenticulaires de calcaire noir, cristallin, dégagant une odeur fétide à la cassure.

On reconnaît là, sous un faciès plus schisteux et à caractère rythmique, la formation des calcaires noirs fétides de Hajir. L'analyse palynologique (Deunff) a mis en évidence la présence de nombreux Sphéromorphes (5 à 20  $\mu$ ), attribuables à *Palaeocryptidium cayeuxi* Defl. Le matériel est, ici aussi, fortement carbonifié.

Les termes plus élevés de la succession précédente (Wadi Hajir), schistes rouges et verts de Miaidin, dolomies beiges à silex et stromatolithes de Kharus, existent latéralement

(\*) ou Mu'aydin, d'après la carte topographique au 1/100.000<sup>e</sup> Birkat al Mawz.

lorsqu'ils ont été épargnés par la discordance des terrains surincombants. Ils prennent un développement considérable, dû en partie à des redoublements tectoniques, en direction des gorges de Wadi Miaidin, où les dolomies à grands stromatolithes notamment, sont bien visibles, en particulier près d'une petite palmeraie, située environ à 4 km en amont du village de Miaidin.

Ces différentes formations sédimentaires sont plissées, faillées et tronquées par une surface d'érosion qui est, comme on va le voir, le produit de deux discordances successives.

4) Entre l'ensemble sédimentaire précédemment décrit et les calcaires permien affleurant en falaise sur le rebord du plateau de Saiq, apparaît localement, en discordance, une autre unité stratigraphique.

Il s'agit de schistes terreux brun verdâtre montrant fréquemment à la base des niveaux rubéfiés et des passées conglomératiques remaniant les terrains sous-jacents. Ces schistes n'ont livré aucune faune. Ils présentent souvent un débit en "frite" dû à une schistosité polyphasée et reposant en discordance angulaire nette sur les différentes formations précédemment décrites.

L'épaisseur très variable, voire nulle, de ces schistes, est liée au fait qu'ils reposent sur une surface d'érosion notablement accidentée, et qu'ils ont eux-mêmes été érodés et débordés lors de la transgression permienne (5). Aussi n'en subsiste-t-il que des témoins sporadiques (épaisseur : 0 à 100 m).

## B) LE PERMIEN DU PLATEAU DE SAIQ.

La transgression permienne constitue l'un des faits paléogéographiques majeurs de l'histoire des terrains autochtones dans les Montagnes d'Oman.

Le Permien du plateau de Saiq a été décrit par Glennie et al. (1974) comme type de la Formation de Saiq, datée du Permien moyen-supérieur. Reposant en discordance angulaire sur le Protérozoïque ou le Paléozoïque ancien déterminé, cette série permienne du plateau de Saiq présente la succession suivante (fig. 5) :

— Calcaire bioclastique noir en gros bancs jointifs, formant falaise, sur les rebords du plateau (env. 30 m). A la base, les passées détritiques grossières sont peu importantes, voire absentes. Les restes d'organismes sont peu fréquents dans ces niveaux (Fusulines, Bryozoaires, *Spirophyton*) (éch. 7549 à 7551).

— Calcaire sombre fétide, souvent noduleux, en bancs peu épais (0,1 à 0,2 cm), avec chailles disséminées, coupé de calcschistes de teinte souvent rouge-violacée (env. 60 cm). Ce sont ces niveaux qui ont livré l'essentiel de la macrofaune étudiée (Brachiopodes et *Spirophyton* notamment) (éch. 7550 à 7552).

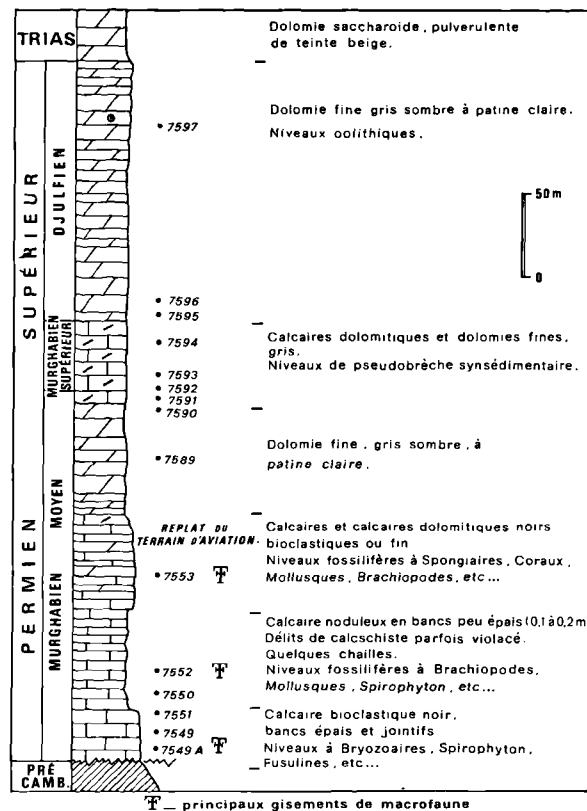


Fig. 5. — Le Permien du Plateau de Saiq.

— Calcaire noir fétide, finement cristallin ou grossièrement bioclastique et dolomies. Il existe des niveaux fossilifères à Algues, Spongiaires, Polypiers, Mollusques, etc. bien exposés sur le replat de la piste d'atterrissage (env. 50 m) (éch. 7553).

— Dolomies finement cristallines et calcaires sombres avec horizons à Fusulines. Ces niveaux sont bien développés dans les collines situées au N du Camp de Saiq (env. 280 m). On remarquera l'existence, dans la partie moyenne, de brèches carbonatées synsédimentaires et, vers le sommet, de dolomies oolithiques (éch. 7589 à 7597).

— Dolomie cristalline beige clair, pulvérulente, assurant probablement le passage au Trias.

## III. — ETUDE PALEONTOLOGIQUE DU PERMIEN DE SAIQ

### A) LES FORAMINIFERES (M. L.). (Pl. XVII et XVIII)

#### 1) Biozonation.

a) Les niveaux inférieurs (7551) sont constitués d'un calcaire argileux noir, bioclastique à Algues et Foraminifères :



*Eotuberitina reitlingerae*, *Calcivertella* sp., *Glomospirella* sp., *Deckerella* aff. *gracilis* Reitl., *Tetrataxis* sp., *Calcitornella heathi* C. et W., *Agathammina pusilla* (Gein.), *Hemigordius* cf. *ovatus* Grozd., *Lasiodiscus granifer* Reichel, *Geinitzina postcarbonica* Spandel, *Pachyphloia cukurkoyi* de C. et D., *Langella ocarina* de C. et D. (Pl. XVII, fig. 12), *Staffella sphaerica* (Abich), *Nankinella* sp.

Cette association permet de dater le Murghabien (biozone à *Neoschwagerina*). Etant donné l'extension des *Langella ocarina* et *Lasiodiscus granifer* en Afghanistan et en Iran, il peut s'agir de Murghabien moyen.

b) Le second ensemble lithologique (7550) s'est révélé d'une grande richesse en restes d'organismes avec, en particulier, des Algues et des Foraminifères. Ces derniers sont représentés par :

— Des formes benthiques abondantes (parfois fixées) :

*Eotuberitina*, *Calcitornella* (Pl. XVII, fig. 2), *Archaeosphaera inaequalis* (Derville), *Tuberitina collosa* Reitl. *Tuberitina collosa* forma *spinosa* (subsp. nouvelle ?) (Pl. XVII, fig. 1), *Climacammina gigas* Sul. (Pl. XVII, fig. 7), *Cl. major* Morozova, *Cl. sphaerica* Potiev. (Pl. XVII, fig. 8), *Cl. valvulinoides* Lange, *Tetrataxis* aff. *parviconica* Lee et Chen, *T. plana* Morozova, *Hemigordius longus* Grozd., *H. gr. reicheli* Lys, *H. cf. schlumbergeri* (Howchin), *Globivalvulina cyprica* Reichel, *G. graeca* Reichel, *G. aff. vonderschmidti* Reichel, *Neoendothyra parva* (Lange), *N. bronnimanni* Bozorgnia ;

— Une très grande variété de *Nodosariidae* (sensu de Civrieux et Dessauvage, 1965), caractéristiques du Permien supérieur (Murghabien) :

*Geinitzina postcarbonica* Spandel, *Pachyphloia cukurkoyi* de C. et D., *Langella ocarina* de C. et D., *L. perforata langei* de C. et D., *Pseudolangella fragilis* de C. et D., *Calvezina ottomana* de C. et D., *Ichtyolaria permotaurica* de C. et D., *Frondinodosaria pyrula* de C. et D., *Protonodosaria globifronдина* de C. et D. (rare) ;

— Quelques formes naines de :

*Codonofusiella* (embryons, juvenaria) et *Codonofusiella nana* Erk (Pl. XVII, fig. 16), *C. schubertellinoides* Sheng, *Boultonia willsi* Lee, *Minojapanella (Wutuella) wutuensis* (Kuo), *Dunbarula nana* K.-Devidé et Ramovs, *Kahlerina pachythea* K.-D. et R., *K. ussurica* (Sosnina) ;

— Des *Fusulines* s. l. avec :

*Chusenella globularis* (Gübler) ?, *Ch. chihsiaensis* Lee, *Pseudofusulina yunnanensis* (Chen), *P. aff. tunetana* (Douvillé) ;

— Des *Staffellidae* abondantes et variées :

*Nankinella caucasica* Dutk., *N. orbicularia* Lee, *N. quasi-hunnanensis* Sheng, *Sphaerulina crassispira* Lee, *Staffella arakeljani* R. C. (Pl. XVII, fig. 17), *S. sphaerica* (Abich).

Nous attribuons à ce niveau un âge murghabien moyen-supérieur (biozone à *Neoschwagerina schuberti*) en nous appuyant sur des

analogies étroites avec les successions biostratigraphiques de régions voisines : Afghanistan central (Lys et de Lapparent, 1971 ; Lys, 1977) et Transcaucasie (*Rozovskaya in Ruzhentsev et Sarytcheva*, 1965).

c) La biozotation des termes plus élevés de la série, essentiellement dolomitiques, repose sur les éléments suivants :

— Intervalle 7589 à 7592 :

La microfaune mal conservée des niveaux 7589 et 7590 comporte de nombreuses *Nankinella*, *Staffella*, et *Sphaerulina ogbinensis* Rozov. L'échantillon 7591 renferme de nombreuses Algues (*Mizzia*) associées à *Agathammina pusilla* (Geinitz) et *Staffella sphaerica* (Abich).

Un faciès à *Mizzia* et *Sphaerulina* (7592) contient : *Hemigordius* cf. *ovatus* Grozd., *Hemigordiopsis renzi* Reichel (rare) (Pl. XVII, fig. 9), *Cryptoseptida anatoliensis* de C. et D., *Frondinodosaria pyrula* de C. et D., *Ichtyolaria permotaurica* de C. et D., *Chusenella* ? ; et surtout *Staffella arakeljani* R. C., *S. sphaerica* (Abich), *Sphaerulina ogbinensis* Rozov., *S. crassispira* Lee, cette dernière espèce étant particulièrement abondante (Pl. XVII, fig. 18).

Il s'agit toujours de Murghabien moyen-supérieur.

— Intervalle 7593 à 7594 : Les dépôts à gravelles et oolithes correspondant à cette partie de la série appartiennent au Murghabien supérieur franc.

Malgré l'absence de *Neoschwagerina margaritae*, l'association des autres espèces caractérise cette biozone, notamment *Globivalvulina vonderschmidti* et *Fronдина permica* avec (7593) *Glomospirella* sp., *Calcitornella heathi* C. et W., *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Baisalina pulchra* Reitl. (Pl. XVII, fig. 4), *Geinitzina* sp., *Neoendothyra gr. reicheli* Reitl. (Pl. XVII, fig. 14-15), *Staffella* cf. *sphaerica* (Abich) et (7594) *Hemigordius longus* Grozd., *Hemigordius* n. sp. (Pl. XVII, fig. 10), *Langella perforata langei* et de nombreuses *Mizzia* et *Staffella sphaerica* (Abich).

— Intervalle 7595 à 7597 : A partir de l'échantillon 7595, apparaissent les genres et les espèces du Djulfien :

*Paraglobivalvulina mira* Reitl., *Pseudotrictix solida* Reitl. (Pl. XVII, fig. 13), *Neoendothyra reicheli* Reitl., *Staffella zisonghengensis* (Sheng) (Pl. XVII, fig. 19), *Paradagmarita* n. gen. (à décrire) associés à *Glomospirella* sp., *Calcitornella heathi* C. et W., *Agathammina pusilla* (Geinitz), *Hemigordius reicheli* Lys (abondantes) (Pl. XVII, fig. 6), *Hemigordiopsis renzi* Reichel, *Baisalina pulchra* Reitl., *Globivalvulina vonderschmidti* Reichel (abondantes) (Pl. XVII, fig. 5), *Dagmarita chanakchiensis* Reitl., *Ichtyolaria latilimbata* de C. et D., *Langella ocarina* de C. et D., *Pachyphloia cukurkoyi* de C. et D., *Fronдина permica* de C. et D., *Codonofusiella* sp., *Reichelina* sp., *Nankinella orbicularia* Lee, *Sphaerulina crassispira* Lee (abondantes), *Sphaerulina ogbinensis* Rozov., *Lasiodiscus* sp., *Fronдинodosaria* sp. ainsi que *Hemigordius* n. sp. (cf. 7594), *Globivalvulina* sp. B Okimura, *Ichtyolaria* n. sp., *Schwagerina pingdingensis* Sheng (?).

Le faciès très littoral et la faible profondeur d'eau dans laquelle ont vécu ces Foraminifères et Algues excluent la présence de formes plus "profondes", telles que *Colaniella* et différentes espèces caractéristiques de *Codonofusiella* et de *Reichelina*.

L'échantillon 7596 révèle une microfaune peu abondante, encore attribuable au Djulfien.

Les prélèvements dans les niveaux plus élevés n'ont pas révélé de microfaune déterminable.

## 2) Remarques paléontologiques.

— *Tuberitina collosa* forma *spinosa* diffère de l'espèce de Reitlinger par des protubérances épineuses sur la périphérie (7550 et 7596) (Pl. XVII, fig. 1).

— *Hemigordius* sp. (n. sp. ?) très proche de *H. reicheli*, en diffère par une taille relativement faible, une forme ovoïde et un gros proloculus (7594 à 7596) (Pl. XVII, fig. 10).

— *Neoendothyra reicheli* Reitlinger (Pl. XVII, fig. 14-15) a été rencontrée dès le Djulfien (7595), bien que Reitlinger (1965) ne la recense qu'au Trias inférieur.

— *Neoendothyra* sp. (n. sp. ?) apparentée à *N. reicheli*, est plus grande, avec des parois épaisses (Murghabien supérieur et Djulfien). La même forme existe dans le Djulfien d'Afghanistan (Kohe Nalyab) et d'Iran (Abadeh).

## B) ALGUES ET PSEUDO-ALGUES (D. V.). (Pl. XIX)

### 1) Associations d'Algues et de Pseudo-Algues.

Plusieurs types d'associations ont pu être caractérisés :

a) Abondants *Permocalculus fragilis* (Pia) et *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) dans des wackestones/packstones parfois dolomités, à Gastéropodes et Polypiers fréquents, Ostracodes, Bryozoaires, entroques, Brachiopodes, rares Trilobites, Staffellidés et petits Foraminifères ; les Pseudo-Algues sont rares : *Stacheoides* sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Cuneiphycus* cf. *johnsoni* Flügel (7551).

b) *Anchicodium sindbadi* Elliott et *Epimastopora* cf. *kanumai* Endo et Kanuma dans un grainstone à intraclastes micritiques, entroques et bioclastes roulés à remplissage micritique, comportant aussi quelques débris de Bryozoai-

res, Mollusques, Brachiopodes, des Staffellidés et des petits Foraminifères (7549 et équivalents).

c) Constituants variés et relativement égaux en nombre : *Permocalculus fragilis* (Pia), *Anchicodium sindbadi* Elliott, *Epimastopora* cf. *kanumai* Endo et Kanuma, *Pseudoepimastopora* cf. *likana* (Kochansky et Herak), *Mizzia velebitana* Schubert, *Atractyliopsis* cf. *danariensis* Elliott, *Velebitella* cf. *triplicata* Kochansky, *Evlania* (?) sp., *Donezella* (?) sp., *Cuneiphycus* cf. *johnsoni* Flügel, *Stacheoides* sp., *Ungdarella uralica* Maslov, *Hikorocodium* sp., *Pseudovermiporella nipponica* (Endo), *Tubiphytes obscurus* Maslov, dans des wackestones, packstones ou grainstones à Staffellidés et autres Fusulinoïdes, débris de Bryozoaires, Ostracodes, Brachiopodes, entroques et petits Foraminifères (7550).

d) Abondantes *Mizzia velebitana* Schubert et *Velebitella triplicata* Kochansky (parfois nombreuses) dans des oobidolomicrites, biodolomicrites ou biodolomicrosparites riches aussi en Staffellidés. Les autres bioclastes sont très rares. On note quelques petits Foraminifères (7590, 7591, 7592, 7594).

e) *Anthracoporella spectabilis* Pia dominant, débris de *Permocalculus fragilis* (Pia), *Epimastopora* cf. *kanumai* Endo et Kanuma, *Velebitella triplicata* Kochansky, *Cuneiphycus* cf. *johnsoni* Flügel, *Ungdarella uralica* Maslov, *Tubiphytes obscurus* Maslov, dans un wackestone pelliculoïdal à Bryozoaires, entroques (avec bordure syntaxique), Staffellidés, *Climacammina* sp. (assez fréquentes) et Nodosariidés.

f) Association à *Gymnocodium* sp., *Ortonella* (?), sp., *Girvanella* cf. *permica* Pia, commune à deux microfaciès apparemment assez dissemblables :

α) un grainstone graveleux, avec quelques intraclastes micritiques anguleux à rares Staffellidés et petits Foraminifères (7593),

β) un wackestone à fossiles dispersés, principalement des Staffellidés sparitisés remaniés et des petits Foraminifères (7596).

g) Abondantes *Mizzia velebitana* Schubert, *Velebitella triplicata* Kochansky et *Velebitella* "n. sp." Kochansky et Gusic, *Permocalculus fragilis* (Pia) communs, et rares *Epimastopora* cf. *kanumai* Endo et Kanuma, *Anchicodium sindbadi* Elliott et *Pseudovermiporella nipponica* (Endo), dans un microfaciès fortement sparitisé,

NIVEAUX ALGUES et PSEUDO-ALGUES	Murghabien moyen-sup.					Murgh. sup.			Djulfien	
	7551 bis	7550	7589	7590	7591	7592	7593	7594	7595	7596
<i>Permocalculus fragilis</i>	x	.							.	
<i>Gymnocodium bellerophontis</i>	x						sp.			sp.
<i>Tubiphytes obscurus</i>	.	.								
<i>Stacheoides</i> sp.	.	.				.				
<i>Cuneiphycus</i> cf. <i>johnsoni</i>	.	.								
<i>Anchicodium sindbadi</i>		.							.	
<i>Epimastopora</i> cf. <i>kanumai</i>		.				.			.	
<i>Pseudoepimastopora</i> cf. <i>likana</i>		.								
<i>Mizzia velebitana</i>		.		.	x	x		x	x	
<i>Atractyliopsis</i> cf. <i>danariensis</i>		.								
<i>Velebitella triplicata</i>		cf.			.	x		.	x	
<i>Evlania</i> (?) sp.		.								
<i>Donezella</i> (?) sp.		.								
<i>Ungdarella uralica</i>		.								
<i>Hikorocodium</i> sp.		.								
<i>Pseudovermiporella</i> <i>nipponica</i>		.				.			.	
<i>Ortonella</i> (?) sp.							.			.
<i>Velebitella</i> "n. sp."									x	
<i>Girvanella</i> cf. <i>permica</i>										.

Abréviations : x = abondant ; . = présent.

Tableau I. — Répartition des Algues et Pseudo-Algues dans le Permien de Saïq.

probablement après dolomitisation et dédolomitisation. Les autres restes d'organismes sont, eux aussi, sparitisés, mais peuvent garder une structure assez nette : débris de Gastéropodes, Staffellidés et autres Fusulinoïdes, petits Foraminifères (7595).

## 2) Milieux de dépôt.

Ces dépôts à Algues et Pseudo-Algues se sont effectués en milieu très peu profond ( $\leq 10$  m), chaud et oxygéné. La turbulence y était modérée à faible. Certains confinements biologiques semblent liés à des sursalures locales et à la proximité d'un flat intertidal (associations b, d, f, g) ; les autres dépôts, plus

franchement marins, correspondent à une plate-forme infratidale (associations a, c, e).

## 3) Remarques paléontologiques (\*).

### SCHIZOPHYTA

Peu nombreuses, ces Algues sont représentées par une *Girvanella* à tubes de gros calibre (40-70  $\mu$ ) rapprochée de *G. permica*. Elle est

(\*) Abréviations : L max. : longueur maximale ; D : diamètre externe ; d : diamètre interne ; s : épaisseur de la paroi ; p : diamètre des perforations pariétales (pi : perforations internes, pm : médianes, pe : externes) ; l : distance entre deux perforations.

accompagnée d'une *Ortonella* (?), forme à tubes ramifiés, intermédiaire entre les *Ortonella* typiques du Viséen et les *Cayeuxia* jurassiques. Cette *Ortonella* (?) se présente en colonies bulbeuses dont les tubes ont un diamètre de 16-24  $\mu$  et un angle de ramification de 30° environ.

## RHODOPHYCOPHYTA

### GYMNOCODIUM et PERMOCALCULUS

Ils peuvent être abondants comme c'est souvent le cas dans le Permien téthysien. Les *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) sont d'assez petite taille (Pl. XIX, fig. 1). Ils mesurent en effet : L max. : 1.700  $\mu$ , D = 300-520  $\mu$ , d = 100-200  $\mu$ , s = 100-120  $\mu$ , p = 50  $\mu$ , et correspondent à ces formes que Güvenç avait appelées *G. hortubelenensis*, en 1966.

*Permocalculus fragilis* (Pia) présente des stades typiques renflés ou des stades allongés qu'Elliott avait élevés au rang d'espèce sous le nom de *P. digitatus*. Dimensions : L max. = 2.000  $\mu$ , D = 900-2.000  $\mu$ , d = 440-1.600  $\mu$ , s = 150-350  $\mu$ , p = 20-30  $\mu$ .

## CHLOROPHYCOPHYTA CODIACEAE

### ANCHICODIUM SINDBADI Elliott

Elliott (1970) a baptisé ainsi un fragment allongé, largement sparitisé, portant asymétriquement trace de « filaments d'allure codiacéenne ». Des débris correspondant à cette définition ont été observés.

Comme chez tous les *Anchicodium* et les genres voisins (*Eugonophyllum*, *Ivanovia*, *Neoanchicodium*), le réseau des rameaux est si particulier qu'il fait plutôt penser à des galeries qu'à de véritables filaments d'Algues. Chez les spécimens observés, ces "rameaux" sont bi- ou trifurqués ; leurs parties distales sont plus fines que leurs parties proximales. Dimensions : L max. = 7.500  $\mu$ , s = 540-1.000  $\mu$ , pi = (20)- 40-70  $\mu$ , pm = 20  $\mu$ , pe = 10  $\mu$ .

## CHLOROPHYCOPHYTA RHABDOPORELLACEAE

### ANTHRACOPORELLA SPECTABILIS Pia (Pl. XIX, fig. 2)

Espèce sporadique, parfois commune. Dimensions : L max. = 2.000  $\mu$ , D = 1.650-2.000  $\mu$ ,

d = 950-1.100  $\mu$ , d/D = 0,50-0,58, s = 340-450  $\mu$ , p = 40-50  $\mu$ , l = 10-20  $\mu$ .

## CHLOROPHYCOPHYTA DASYCLADACEAE

### EPIMASTOPORA cf. KANUMAI Endo et Kanuma

Des exemplaires d'Oman, qui possèdent des rameaux allongés, subcylindriques disposés assez régulièrement et parallèlement, paraissent très proches d'*E. kanumai*. Dimensions : s (maximal) = 1.850  $\mu$ , p = 100-180  $\mu$  (le plus souvent 150), l = 30-50  $\mu$ .

### PSEUDOEPIMASTOPORA cf. LIKANA (Kochansky et Herak)

De très rares sections, montrant la forme caractéristique des rameaux renflés au centre et effilés aux extrémités, mesurent : L max. = 2.700  $\mu$ , s = 200-260  $\mu$ , p = 40-60-(80) $\mu$ , l = 20-80  $\mu$ .

### MIZZIA VELEBITANA Schubert (Pl. XIX, fig. 3-4)

Cette espèce classique, assez variable dans sa taille, la forme de ses segments et de ses rameaux, est souvent abondante en Oman. Dimensions : D = 950-2.750  $\mu$ , d = 560-2.075  $\mu$ , s = 175-450  $\mu$ , p. = 80-320  $\mu$ , l = 20-160  $\mu$ .

### ATRACTYLIOPSIS cf. DANARIENSIS Elliott

On ne trouve que des débris d'une Algue qui, cette dissociation mise à part, semble correspondre à l'espèce décrite par Elliott dans le Permien supérieur du N de l'Irak. Les sections montrent une paroi percée de cavités sphériques disposées en une seule rangée et assez régulièrement espacées. Dimensions : L max. = 4.500  $\mu$ , s = 150-240  $\mu$ , diamètre interne des cavités = 100-170  $\mu$ , l = 40-200  $\mu$  (la paroi proprement dite des sphères est de 25-35  $\mu$ ).

### VELEBITELLA TRIPLICATA Kochansky

Parfois abondante, cette petite espèce cylindrique, annelée, métaspondyle, vestibulaire, phloïphore, est représentée par des articles isolés ou quelques paires d'articles en connexion. Les rameaux n'occupent que le tiers moyen des anneaux ; les vestibules dont ils sont issus sont bien marqués. Dimensions : L = 340-440  $\mu$ , D = 200-400  $\mu$ , d = 80-140  $\mu$ , s =

60-120  $\mu$ , p = 20  $\mu$ . Répartition : Permien moyen et supérieur de Yougoslavie, Permien supérieur de Turquie, Murghabien de Tunisie (Tebaga), Murghabien supérieur - Djulfien d'Oman.

*Velebitella* cf. *triplicata* (du niveau 7550) a des dimensions identiques : L max. = 320-420  $\mu$ , D = 280-340  $\mu$ , d = 90-160  $\mu$ , s = 60-125  $\mu$ , p = 20-30  $\mu$ , mais constitue probablement une souche mutante dont les articles, au lieu d'être droits, sont incurvés ; ce qui devait donner des thalles sinusoidaux (Pl. XIX, fig. 6).

*VELEBITELLA* " n. sp. " Kochansky et Gusic  
(Pl. XIX, fig. 7-8)

Un niveau contient de nombreux spécimens de cette espèce, associée à son congénère *V. triplicata*. Par ses rameaux couvrant la totalité de l'anneau, *V. " n. sp. "* rappelle, comme l'ont souligné Kochansky et Gusic, certaines espèces du genre *Eovelebitella*, en l'occurrence *E. pusilla* (Kochansky et Herak). Ce genre *Eovelebitella*, connu dès le Dévonien et le Viséen, peut être considéré comme l'ancêtre des *Velebitella* (Vachard, 1974). *V. " n. sp. "* se distingue des *Eovelebitella* par son annellation profonde et complète, et sa conservation sous forme d'anneaux isolés. Dimensions : L = 340-460  $\mu$ , D = 340-640  $\mu$ , d = 140-220  $\mu$ , s = 70-220  $\mu$ , p = 15-50  $\mu$ . Répartition : Permien supérieur de Yougoslavie, Djulfien d'Oman.

#### ISCHYROSPONGIA MORAVAMMINIDA

Les représentants de ce groupe sont le plus souvent rattachés aux Algues vertes Dasycladales ou aux Foraminifères Nodosinellidés, parfois aux Algues vertes Siphonales ou aux Algues rouges. Termier et Vachard (1975) ont proposé de les interpréter comme des Eponges hypercalcifiées, ancêtres microscopiques des Sphinctozoaires.

Les Moravamminides sont surtout connus au Dévonien et au Carbonifère inférieur. Ils subsistent jusqu'au Permien terminal au Proche et au Moyen-Orient (Oman, Turquie, Afghanistan). En Oman, on trouve des formes qui semblent voisines des genres *Evlania* et *Donezella*.

#### ISCHYROSPONGIA AOUJGALIIDA

Groupe aussi difficile à classer que les Moravamminides, les Aoujgaliides présentent

des convergences avec les Foraminifères, les Algues rouges ou les Stromatoporoïdes. Termier et Vachard (1975) en ont fait un ordre de Spongiaires hypercalcifiés.

En plus des genres permien bien connus : *Cuneiphyucus* et *Ungdarella*, on note la survie du genre *Stacheoides*, essentiellement cité dans le Carbonifère inférieur et moyen. L'espèce de *Cuneiphyucus* paraît voisine de *C. johnsoni* Flügel mais s'en distingue par un mode un peu différent d'empilement des laminae, différence qu'on constate aussi chez des exemplaires murghabiens d'Afghanistan.

#### HIKOROCODIUM sp.

Un exemplaire en Oman de ce taxon présent dans l'ensemble du Permien et du Trias téthysien. Tour à tour Algue Codiacee ou Stromatoporoïde, il vient d'être placé par Termier et Vachard (sous presse) dans un groupe proche des Aoujgaliides.

#### INCERTAE SEDIS

##### *PSEUDOVERMIPORELLA NIPPONICA* (Endo)

Des auteurs de publications récentes (Flügel, 1966 ; Homann, 1972) n'ont pas accepté le genre créé par Elliott en 1958, et l'ont mis en synonymie avec *Vermiporella*. *Pseudovermiporella* est complètement différent de ce taxon, et des Dasycladales en général, puisqu'il possède une paroi porcellanée, qu'il est fixé, et que ses " perforations " ne communiquent pas avec la cavité centrale. La nature de la paroi, la ressemblance morphologique avec *Hedraites*, ont fait conclure à Henbest (1963) que *Pseudovermiporella* était un Foraminifère porcellané fixé. Certaines particularités texturales s'opposent à ce rattachement :

a) présence d'un « innermost tube of thin dark imperforate calcite, roughly circular in cross section » (Elliott, 1958, p. 420) ;

b) présence de cavités pariétales de diamètre important (interprétés comme des sporanges par Kordé in Ruzhentsev et Sarytcheva, 1965) au milieu des " perforations " typiques ;

c) absence de proloculus.

Ce genre est, pour l'instant, un *incertae sedis*. Les *P. nipponica* d'Oman sont générale-

ment de petite taille, ils correspondent aux limites minimales de l'espèce et diffèrent des grandes formes signalées par Elliott (1958) en Oman, auxquelles il avait donné le nom de *P. sodalica*. Dimensions : L max. = 1.280-3.800  $\mu$ , D = 360-480  $\mu$ , d = 110-280  $\mu$ , s = 90-100  $\mu$ , p = 30  $\mu$ , l = 10  $\mu$ .

**TUBIPHYPES OBSCURUS** Maslov  
(Pl. XIX, fig. 5)

Nous avons assez peu de spécimens de cette espèce dans le matériel d'Oman, alors qu'elle pullule dans les niveaux contemporains (Murghabien supérieur) d'Afghanistan. Elle semble prospérer dans les milieux très peu profonds, voire supratidaux, car des Stromatolites l'encroûtent souvent. Malgré son attribution aux Algues, aux Foraminifères ou aux Hydrozoaires, ce genre, très polymorphe, reste pour l'instant un *incertae sedis* des plus problématiques.

**C) LES MACROFAUNES (H. et G. T.).**

Des macrofaunes n'ont été rencontrées que dans la partie inférieure de la coupe du Plateau de Saiq, correspondant au Murghabien moyen d'après l'analyse micropaléontologique (fig. 5).

**1) Les listes fauniques.**

**a) Niveau 7549 A :**

*Girtyporina* cf. *applicata* Morozova, *Anisotrypella saigensis* n. sp., *Maychella*? sp., *Araxopora* cf. *spinata* Morozova, *Fenestella* cf. *retiformis* (Schlotheim), *F.* cf. *shurae* Morozova, *Polypora magnicava* Morozova, Gastéropode ombiliqué de petite taille (*Palaeoniso* sp.), *Spirophyton*.

**b) Niveau 7552 :**

*Actinocoelia* cf. *meandrina* Finks, *Fistulipora* cf. *jakovlevi* Nikiforova, *Anisotrypella saigensis* n. sp., *Maychella tuberculata* Morozova, *Streblasopora* cf. *biserialis* (Bassler), *S. fasciculata* (Bassler), *S. confusa* Morozova, *Reteporidra*? sp., *Fenestella* cf. *retiformis* (Schlotheim), *Acanthocladia* cf. *anceps* (Schlotheim), *Araxilevis minor* n. sp., *Vediproductus lineatus* (Waagen), *Permophricothyris asiatica* (Chao), *Omanimaria lapparenti* n. gen., n. sp., *Aviculopecten hyemalis* Salter, *Archaeocidaris* sp., *Spirophyton*.

**c) Niveau 7553 :** seuls les Polypiers ont été récoltés. Oekentorp et Fontaine nous ont aimablement communiqué leurs premières déterminations :

Tabulés : *Multithecopora dendroidea* (Yoh); Rugueux : *Waagenophyllum* (*Waagenophyllum*) *virgalense* (Waagen et Wentzel), *Pseudohuangia* n. sp. (description en cours par Oekentorp), *Praewentzelella* sp., *Iranophyllum tunicatum* Igo, *Heritschioides colombicum* Smith.

**2) Répartition stratigraphique des Macrofaunes.**

La plupart des Bryozoaires Ectoproctes appartiennent au Kazanien (= Murghabien). Les Brachiopodes suggèrent un parallélisme avec le Gnishikien de Djoulfa. Les Polypiers constituent, pour leur part, une association bien représentative du Murghabien. Enfin, dans les coupes proches de celles du Plateau de Saiq, notamment dans le secteur de Saih Hatat (Wadi Aday), les mêmes niveaux à Coraux renferment de grandes coquilles de Mégalodontidés analogues aux *Alatoconcha vampyra* connus dans le Permien supérieur d'Afghanistan (Termier et de Lapparent, 1973).

En résumé, l'ensemble des faunes examinées paraît bien devoir être rangé dans le Murghabien.

**3) Etude systématique de quelques groupes.**

SPONGIAIRES

Classe DEMOSPONGIARIA Sollas  
Ordre TETRACLADINA Zittel, 1878  
Famille CHIASTOCLONELLIDAE Rauff, 1895

Genre *ACTINOCOELIA* Finks, 1960

*ACTINOCOELIA* cf. *MEANDRINA* Finks  
(Pl. XX, fig. 1-2)

1960. *Actinocoelia meandrina* Finks, p. 70, Pl. 16, fig. 4-9; Pl. 17, fig. 1-2; Pl. 19, fig. 8-10; fig.-texte 36-38.

La forme d'Oman est ellipsoïdale, composée de gerbes de trabécules d'un diamètre moyen d'environ 1,5 mm. Les canaux radiaires (apochètes) sont divergents et aboutissent à des apopores assez régulièrement alignés, dont le diamètre est d'environ 0,95 mm. Le réseau spiculaire est épigénéisé en calcite.

ECTOPROCTA

Ordre CERAMOPOROIDEA Bassler, 1913 (s. l.)  
Famille FISTULIPORIDAE Ulrich, 1882

Genre *FISTULIPORA* Mac Coy, 1850

*FISTULIPORA* cf. *JAKOVLEVI* Nikiforova  
(Pl. XX, fig. 3)

1933. *Fistulipora jakovlevi* Nikiforova, p. 8-10, Pl. 1, fig. 1-8, fig.-texte 1-2.

Nous en rapprochons une forme de Saiq pour la configuration des autopores, subcircu-

lares mais pourvus d'un lunarium bien distinct, leur diamètre variant de 0,20 à 0,28 mm. Les mésopores sont nombreux, formant au moins deux rangs entre les autopores les plus proches.

Ordre TREPOSTOMATA  
Famille ANISOTRYPIDAE  
Dunaeva et Morozova, 1967

Genre ANISOTRYPELLA Morozova, 1967

ANISOTRYPELLA SAIQENSIS n. sp.  
(Pl. XXI, fig. 1)

Derivatio nominis : de Saiq (Oman) (locus typicus).

Stratum typicum : Permien supérieur (Murghabien moyen).

Cette espèce, très abondante, se présente sous la forme de longues baguettes peu ou non ramifiées, dont les sections tangentielles et longitudinales ressemblent beaucoup à celles figurées par Morozova (1970, Pl. 7, fig. 2).

Les autopores, dont le diamètre moyen est de 0,25 mm, sont entourés d'une couronne assez régulière de mésopores de 0,1 mm de diamètre. L'aspect externe général est extrêmement régulier. La section longitudinale montre que la zone immature est large.

Cette espèce diffère d'*A. borealis* par la régularité de la disposition des mésopores autour des autopores. Pour le reste, les dimensions sont très comparables et suggèrent qu'il pourrait s'agir de deux races géographiques de la même espèce.

Famille ARAXOPORIDAE Morozova, 1970

Genre ARAXOPORA Morozova, 1965

ARAXOPORA cf. SPINATA Morozova  
(Pl. XX, fig. 4)

1965. *Araxopora spinata* Morozova, p. 187, Pl. 26, fig. 1.

Caractérisée, comme toutes les formes d'*Araxopora*, par un large vide central, cette espèce se distingue par des autopores ovales, dont le plus grand diamètre avoisine 0,5 mm, entourés de mésopores et d'acanthopores formant un seul rang entre deux autopores.

Famille HYPHASMOPORIDAE Vine, 1885

Genre STREBLASCOPIORA Bassler, 1952

STREBLASCOPIORA BISERIALIS (Bassler)  
(Pl. XX, fig. 5)

1929. *Streblascopora biserialis* Bassler, p. 68, Pl. 239, fig. 3.

Cette espèce est caractérisée par la longueur des espaces séparant les ouvertures d'un même alignement, espaces occupés par deux lignes de 5-6 "métapores".

STREBLASCOPIORA FASCICULATA (Bassler)  
(Pl. XX, fig. 6-7)

1929. *Streblascopora fasciculata* Bassler, p. 66, Pl. 239, fig. 4-5.

Cette espèce a été décrite dans le Permien de Timor ; elle est signalée dans le Gnishikien de Transcaucasie et dans le Kazanien de la plate-forme Russe. On la trouve aussi dans le Murghabien supérieur de la chaîne d'Altimour (Afghanistan). Elle semble assez fréquente à Saiq.

Les tubes parallèles de la zone centrale sont bien visibles. Latéralement, les tubes partent en faisant un angle aigu avec cette zone, et les métapores font avec ces tubes latéraux un angle un peu plus ouvert. Les autopores ont un diamètre de 0,70 à 0,90 mm. Entre eux, les métapores sont de 6 à 7, dans les alignements longitudinaux.

STREBLASCOPIORA CONFUSA Morozova  
(Pl. XX, fig. 8 ; Pl. XXI, fig. 2)

1970. *Streblascopora confusa* Morozova, p. 152, Pl. 28, fig. 2 ; Pl. 29, fig. 2.

Décrite en Chine, dans les horizons de Tchandalazska et Barashska (z. à *Metadolio-lina*), équivalents du Gnishik et du Katchik, cette espèce est caractérisée par le développement des métapores en un véritable réseau, les autopores n'apparaissant qu'en certaines parties du zoarium et ils sont entourés par les métapores.

Genre MAYCHELLA Morozova, 1970

MAYCHELLA TUBERCULATA Morozova  
(Pl. XX, fig. 9)

1970. *Maychella tuberculata* Morozova, p. 155, Pl. 29, fig. 1.

On observe des ouvertures ovales encadrées par des parois bien séparées l'une de l'autre

par une ligne médiane ponctuée de pores. Un gros métapore est visible entre deux ouvertures de même alignement.

Ordre CRYPTOSTOMATA  
Sous-ordre FENESTELLOIDEA  
Astrova et Morozova, 1956  
Famille POLYPORIDAE Vine, 1883

Genre POLYPORA Mac Coy  
POLYPORA MAGNICAVA Morozova  
(Pl. XXI, fig. 3-6)

1970. *Polypora magnicava* Morozova, p. 210, Pl. 49, fig. 1.

Sa formule micrographique est 10/10//3-4/18.

Le niveau 7549 A de Saiq a fourni un exemplaire dont la formule est 9-12/10-11//4/16. Il s'agit d'une forme très régulière, n'offrant pas plus de 4 rangs de zoécies par branche. Ces branches rectilignes se bifurquent à peu près à même hauteur. Les nouvelles branches sont alors plus minces et plus nombreuses. La disposition des zoécies se montre alors différente : la branche initiale est lisse, les ouvertures affleurant sa surface ; les branches issues de la dichotomie sont hérissées de mamelons (peut-être d'épines) encadrant les ouvertures qui débordent sur les fenestrules, lesquelles sont régulièrement ovales. Les dissépiments séparant les fenestrules portent aussi un mamelon.

Genre RETEPORIDRA Nickles et Bassler, 1900

RETEPORIDRA sp.  
(Pl. XXII, fig. 1)

Un fragment de Polyporidé à de nombreuses lignes de zoécies, amorçant la dichotomie caractéristique du genre, parallèlement à une très vaste fenestrule, suggère un rapprochement avec *Reteporidra* sans qu'il soit possible de désigner une espèce précise.

Genre FENESTELLA Lonsdale, 1839

FENESTELLA cf. SHURAE Morozova  
(Pl. XXI, fig. 7)

1970. *Fenestella shurae* Morozova, p. 171, Pl. 34, fig. 3-4.

Un fragment de formule 33?/23,5//20, semble approcher cette espèce par son port, la forme et la disposition des fenestrules. Les branches

plus serrées s'expliquent sans doute par la position du fragment, proche de la base d'où elles divergent. Les "nodes" (tubercules) sont situés sur deux rangées alternes.

FENESTELLA cf. RETIFORMIS (Schlotheim)  
(Pl. XXII, fig. 2-6)

1816. *Keratophites retiformis* Schlotheim, p. 17, Pl. 1, fig. 1-2.

Cette espèce a pour formule 19-21/15-17//20-22. C'est l'un des fossiles caractéristiques du Permien supérieur (Zechstein) d'Europe. Il est cependant signalé dans l'Artinskien supérieur du Préoural.

L'exemplaire d'Oman a pour formule 21/15-16//15 (?). Les "nodes", très saillants, alternent sur la ligne médiane (il y en a environ 30 en 5 mm). Les ouvertures sont largement saillantes sur les fenestrules. En fait, il nous paraît très difficile de distinguer *F. retiformis* de *F. pseudoretiformis* Morozova, 1970 (p. 163 ; Pl. 32, fig. 2, fig.-texte 34), dont la formule est 18-20/15-17//17-19 et qui ressemble aussi à l'espèce de Saiq : elle provient du Kazanien inférieur. L'espèce de Saiq présente des crêtes au nombre de 9, très saillantes sur la face aveugle.

Famille ACANTHOCLADIIDAE Zittel, 1880

Genre ACANTHOCLADIA King, 1849

ACANTHOCLADIA cf. ANCEPS (Schlotheim)  
(Pl. XXII, fig. 7-8)

1820. *Keratophytes anceps* Schlotheim, p. 341, Pl. 36, fig. 1.

La distribution des zoécies est de 2-3 rangées sur chaque rameau. Les rameaux à 45° avec la branche principale se situent dans plusieurs plans.

Famille GIRTYPORIDAE Morozova

Genre GIRTYPORINA Morozova, 1966

GIRTYPORINA cf. APPLICATA Morozova  
(Pl. XXI, fig. 8)

1966. *Girtyporina applicata* Morozova, p. 39, Pl. 6, fig. 1.

Un exemplaire se présente en touffe de branches (2,5 mm de diamètre moyen) dichotomes, portant de nombreux autopoies. L'aspect



et les dimensions sont comparables à ceux de l'espèce de Morozova mais une certaine forme de palmure au niveau des fenestrules de celle-ci n'est pas évidente dans cet exemplaire. Un fragment en lame mince présente des fenestrules elliptiques séparées par des branches portant de nombreux autopores (10 sur 2 mm environ) dont la lumière est d'environ 0,17 mm.

## BRACHIOPODA

### PRODUCTACEA

Famille TYLOPLECTIDAE  
Termier et Termier, 1970

Genre *ARAXILEVIS* Sarytcheva, 1965

*ARAXILEVIS MINOR* n. sp.  
(Pl. XXIII, fig. 1-2)

**Locus typicus** : Plateau de Saiq (Oman).

**Stratum typicum** : Permien supérieur (Murghabien).

Ce Productidé (fig. 6 A-B), de taille médiocre, offre de nombreux points de ressemblance avec *A. Intermedius* Abich, lequel est beaucoup plus grand. La forme générale est subquadrangulaire,

convexe et sans le sinus médian légèrement indiqué dans l'espèce-type, ce qui peut être une question de taille, et avec des oreillettes courtes mais précises. L'arrière de la valve pédonculaire est plissé de corrugations serrées, ondulées et couvertes de fines capilles. L'avant est bien différent : la chape est ornée de côtes longitudinales portant les bases d'épines plantées perpendiculairement à la coquille et plus ou moins alignées près de chaque arrêt de croissance. De tels arrêts de croissance sont assez nombreux et donnent à cette partie de la coquille un aspect lamelleux. Dans le test, cette couche est extérieure à celle qui constitue les corrugations postérieures. Les corrugations postérieures sont tout à fait comparables à celles qui ont incité Sarytcheva à situer *A. intermedius* dans les Levitusiïnés car *Levitusia* Muir-Wood et Cooper, du Viséen, offre une ornementation postérieure comparable. C'est d'ailleurs le seul caractère qu'ils aient en commun.

Genre *VEDIPRODUCTUS* Sarytcheva, 1965

Ce genre est classé dans les Buxtoniidés à cause de la présence d'un antron divisant la hampe en avant du processus cardinal. Son ornementation d'épines couchées sur le test est cependant du type "Pustulé" des Echinonchidés. En avant des rubans, en effet, existent plusieurs rangées de fines épines en quinconce.

*VEDIPRODUCTUS VEDIENSIS* Sarytcheva  
(Pl. XXIII, fig. 3-4)

1965. *Vediproductus vediensis* Sarytcheva, p. 221, Pl. 35, fig. 1-3; fig.-texte 33.

Cette espèce d'assez grande taille (fig. 7) est représentée par trois exemplaires dans le gisement d'Oman (7552). Une certaine ressemblance existe entre cette espèce et *Juresania dorudensis* Fantini-Sestini, de la formation de Dorud (Darvasien) (1965, p. 780, Pl. 76, fig. 1-3), dont l'antron est faible. Il apparaît que les rubans sont plus distincts et les épines longues plus couchées chez *Vediproductus* que chez *Juresania*. Chez *Juresania omanensis* Hudson et Sudbury, les rubans sont très faibles et les épines, grosses, se soulèvent à leur extrémité.

Deux valves brachiales très usées recueillies en Oman pourraient se rapporter à cette même espèce, en particulier par les empreintes

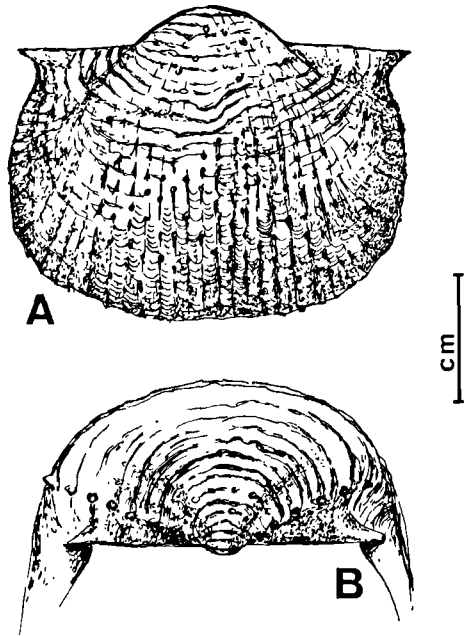


Fig. 6. — *Araxilevis minor* n. sp.  
A : Valve pédonculaire. — B : Vue postérieure.

des adducteurs dont l'ensemble s'inscrit dans un losange. Cependant, la couche externe de l'une d'elles offre des capilles et des corrugations rappelant *Linoproductus*.

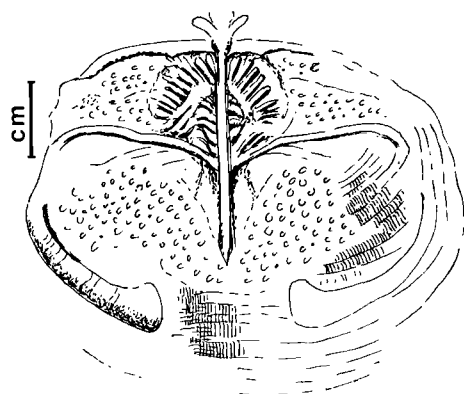


Fig. 7. — *Vediproductus vediensis*.  
Intérieur de la valve brachiale.

Genre *LINOPRODUCTUS* Chao, 1927

*LINOPRODUCTUS LINEATUS* (Waagen, 1884)

1969. *Linoproductus lineatus* Fantini-Sestini, Stepanov, Golshani et Stöcklin, Pl. 1, fig. 3 et 9.

Espèce possédant une valve brachiale à peu près perpendiculaire à la chape (fig. 8).

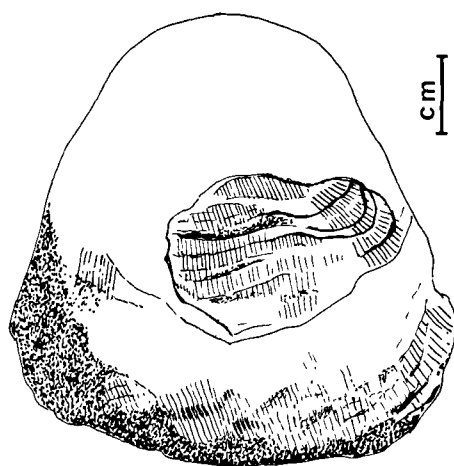


Fig. 8. — *Linoproductus lineatus*.  
Vue d'ensemble (côté ventral) montrant en fenêtre, la position in situ de la brachiale.

## SPIRIFERACEA

Genre *PERMOPHRICODOTHYRIS* Pavlova, 1965  
(= *Neophricodothyris* Likharev, 1934)

*PERMOPHRICODOTHYRIS ASIATICA* (Chao)

1965. *Phricodothyris asiatica* (Chao). Sokolskaja, Pl. 40, fig. 10-11.

Chaque bandelette de croissance porte deux rangs d'épines bifides alternes, celles du rang antérieur étant plus petites.

## GASTEROPODA

### PLEUROTOMARIACEA

Famille *PORCELLIIDAE* Broili (ex. Koken), 1924

Genre *OMANIMARIA* n. gen

Espèce-type : *Omanimaria lapparenti* n. sp.

*OMANIMARIA LAPPARENTI* n. sp.  
(Pl. XXIII, fig. 5)

**Derivatio nominis** : Pleurotomaire d'Oman ; espèce dédiée à A.F. de Lapparent.

**Locus typicus** : Plateau de Saiq.

**Stratum typicum** : Permien supérieur (Murghabien).

Ce genre s'insère parfaitement dans les PorcellIIDae par sa spire plane et son ornementation fortement tuberculée (fig. 9 A-C). Cependant, il n'offre pas la symétrie presque parfaite de *Porcellia*. De grande taille, il devrait plutôt être rapproché de *Talantodiscus* Fischer, 1885 (*T. mirabilis* Deslongchamps, du Lias moyen de Normandie). Comme dans ce genre, également de grandes dimensions, on observe un rang de très gros tubercules sur le bord externe des tours, du côté de la spire. Le flanc est facilement distinct par la carène saillante et tuberculée (inframédiane) correspondant à l'inflexion des stries d'accroissement et probablement à la sélénezone (celle de *Talantodiscus* est légèrement en creux et supramédiane). Malheureusement, des détails de cette finesse n'ont pas été préservés. La base, entourée d'un bourrelet peu noduleux, est infundibuliforme, un peu à la manière de celle de *Trochotoma* Deslongchamps, 1842, qui est jurassique. Jusqu'à présent, aucune espèce comparable n'a été signalée dans le Permien. La forme des tubercules n'est pas sans rappeler ceux de *Kokenella* Kittl. 1891, de l'Anisien-Norien de Timor et d'Australie, qui demeure presque symétrique.

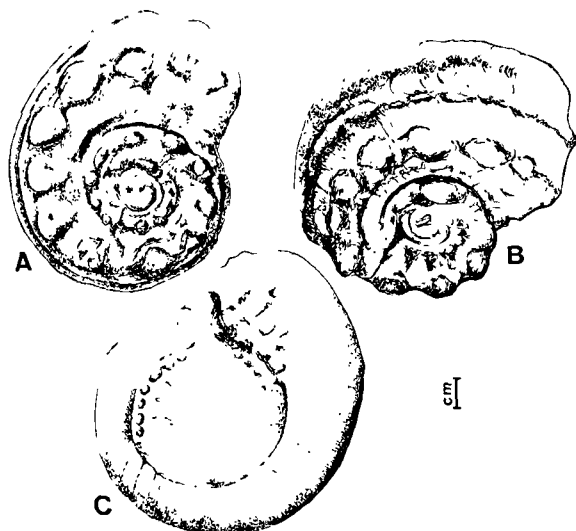


Fig. 9. — *Oanimaria lapparenti* n. gen., n. sp.

- A : Vue de la spire.  
 B : Vue cavalière montrant l'ornementation du dernier tour et ses rapports avec la base.  
 C : Vue de la base et de l'ombilic.

Genre *PALAEONISO* Gemmellaro, 1878

*PALAEONISO* (s. l.) sp.  
 (Pl. XXIII, fig. 6)

Une forme de très petite taille (2 mm), en section, caractérisée par ses tours arrondis et un large ombilic s'étendant à toute la hauteur de la coquille (columelle perforée).

## BIVALVIA

PECTINACEA  
 Famille AVICULOPECTINIDAE  
 Meek et Hayden, 1864

Genre *AVICULOPECTEN* Mac Coy

*AVICULOPECTEN HYEMALIS* Salter

1937. *Aviculopecten (Deltopecten) hiemalis* Newell, p. 115.

Côtes droites, non bifurquées, largement espacées. Chaque espace intercostal est divisé par une côte plus mince.

## ECHINODERMA

Ordre CIDAROIDEA Claus, 1880  
 Famille ARCHAEOCIDARIDAE Mac Coy, 1844

Genre *ARCHAEOCIDARIS* Mac Coy, 1844

*ARCHAEOCIDARIS* sp.  
 (Pl. XXIII, fig. 7)

Nous disposons des restes de 4 radioles malheureusement séparés du corps. Ces radioles sont allongés, s'effilant vers l'extérieur jusqu'à devenir pointus. Ils portent de fortes épines sur deux rangs, légèrement décalées l'une par rapport à l'autre, ces épines ayant une large base détachée de la hampe elle-même.

## IV. — CONCLUSIONS.

### ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

La succession stratigraphique observée dans la région de Saiq (Jebel Akhdar) comporte les éléments suivants, de haut en bas :

- Série carbonatée datée du Permien supérieur.
- *Discordance, érosion et transgression.*
- Série schisteuse avec conglomérat et niveau rubéfié de base.
- *Discordance angulaire, érosion et transgression.*
- Dolomies à stromatolithes et chailles (Formation de Kharus).
- Schistes rouges et verts (Formation de Miaidin).
- Calcaires et calcschistes noirs, fétides (Formation de Hajir).
- Conglomérats tilloïdes (Formation de Mistal).

L'interprétation stratigraphique et paléogéographique de ces diverses formations nécessite de se tourner maintenant vers les régions voisines.

### A) LES SERIES " ANTE-PERMIEN ".

#### 1) Les formations sédimentaires protérozoïques.

Aucun argument stratigraphique déterminant ne permet actuellement de fixer l'âge des formations de la coupe du Wadi Hajir et du secteur de Saiq-Miaidin. Aussi, des comparaisons avec des ensembles lithologiques de régions plus ou moins proches nous serviront-elles de guide dans cette tentative d'interprétation.

a) Les dolomies à Stromatolithes et chailles de la formation de Kharus présentent des analogies remarquables avec la Formation de Soltanieh d'Iran et avec les dolomies à Stromatolithes de l'Arghandob en Afghanistan central (de Lapparent, 1977). Le contexte stratigraphique de ces deux dernières formations est bien établi : elles sont antérieures au Cambrien inférieur et rangées dans l'Eocambrien. Une telle attribution peut être aussi retenue, à titre d'hypothèse, pour la Formation carbonatée de Kharus en Oman. Par ailleurs, une équivalence latérale a pu être établie entre les dolomies de Soltanieh et la formation salifère d'Hormuz, dans le Sud-Est de l'Iran. Une semblable équivalence paraît probable pour les dolomies de Kharus et les terrains salifères d'Oman méridional.

Enfin, on rappellera l'existence, dans la partie inférieure des dolomies de Kharus, d'un épisode de schistes terreux qui n'est pas sans évoquer les schistes de Chapoghlu, qui constituent un horizon constant vers la base des dolomies de Soltanieh, en Iran septentrional.

b) Les schistes rouges et verts de Miardin, subordonnés aux dolomies de Kharus, pourraient être homologues des schistes de la Formation Bayandor d'Iran, eux-mêmes situés sous les dolomies de Soltanieh.

c) La détermination de l'*Hystrichosphaeridés Palaeocryptidium cayeuxi* Defl., dans la Formation du calcaire de Hajir suggérerait une équivalence avec le Briovérien européen, en particulier avec les phtanites de la Lande des Vardes, antérieures à la première phase cadomienne et aux tillites de Granville. Une telle interprétation est en accord avec un âge éocambrien proposé pour les dolomies à Stromatolithes de Kharus (et les schistes de Miardin ?) et suppose un âge protérozoïque plus ancien pour les conglomérats tilloïdes de Mistal.

d) Il est probable qu'un épisode transgressif, voire une légère discordance, sépare l'ensemble des calcaires de Hajir des conglomérats tilloïdes de Mistal. Seule une cartographie détaillée permettrait de s'en assurer. Il paraît vraisemblable de placer la Formation de Mistal à un niveau antérieur à l'Eocambrien sans pouvoir préciser sa position dans le Protérozoïque récent.

L'importance des dépôts tilloïdes au sein de la Formation de Mistal suggère une proxi-

mité relative du domaine africain sur lequel se plaçait alors presque constamment la zone polaire, génératrice de dépôts tillitiques pouvant être disséminés dans les mers environnantes.

## 2) Le Paléozoïque ancien indifférencié du Jebel Akhdar.

La coupe d'Al Ayn a révélé l'existence d'une série sédimentaire essentiellement schisteuse, discordante sur des terrains protérozoïques et recouverte transgressivement par le Permien. L'absence de fossiles oblige ici aussi à se tourner vers les comparaisons d'ordre lithologique.

Le meilleur rapprochement peut être tenté avec la *Formation de Rann* (Hudson et al., 1954), reconnue de façon ponctuelle vers l'extrémité Nord des Montagnes d'Oman (SW de Dibba) où elle est également recouverte en discordance par le Permien. Il s'agit là aussi de schistes bruns à lentilles de quartzite, datés paléontologiquement de l'Ordovicien moyen, mais dont le contact normal avec les terrains sous-jacents n'est pas connu.

L'existence de dépôts paléozoïques antérieurs au cœur du Jebel Akhdar ne semble guère avoir retenu l'attention jusqu'à présent. Leur dissémination est à mettre au compte de mouvements intra-paléozoïques dont il est difficile d'apprécier l'importance (voir en particulier Glennie et al. ; *op. cit.*).

## B) LE PERMIEN.

### 1) Position stratigraphique et condition de dépôt.

a) La série carbonatée du Plateau de Saiq, discordante et transgressive sur des terrains sédimentaires d'âge varié (Protérozoïque et Paléozoïque ancien), appartient uniquement au Permien supérieur. Les associations micropaléontologiques et les macrofaunes s'échelonnent du Murghabien moyen, à la base, au Djulfien, au sommet.

Des coupes partielles relevées en d'autres endroits proches (Gorges du Wadi Aday, vallée de Hajir, environs de Matrah) confirment l'âge murghabien de la transgression permienne dans le domaine autochtone des Montagnes d'Oman.

b) Les dépôts carbonatés permien de Saiq reflètent un milieu de sédimentation de très

faible profondeur, ainsi qu'en témoignent les différents biotopes algaires. Les indices de diagenèse précoce, les remaniements synsédimentaires, les passées oolithiques, etc., laissent également à penser que la tranche d'eau a pu être très réduite. Ceci n'exclut pas la possibilité d'une subsidence active de l'aire de dépôt.

## 2) Comparaison avec quelques autres séries permienes d'Oman.

Des comparaisons seront envisagées successivement avec :

— les séries permienes ou permo-carbonifères existant dans l'avant-pays des Montagnes d'Oman, sur la plate-forme Arabique ;

— d'autres formations autochtones ou parautochtones de l'extrémité N des Montagnes d'Oman ;

— les terrains permienes inclus dans les unités allochtones de la Chaîne.

### a) Les formations permo-carbonifères de l'avant-pays, au S des Montagnes d'Oman.

Les séries permo-carbonifères du secteur de l'Haushi-Huqf (Hudson et Sudbury, 1959) comprennent des dépôts péliques versicolores et des horizons à passées tilloïdes, alternant avec des calcaires fossilifères.

L'ensemble de ces niveaux paraît attribuable au seul Sakmarien (Termier, 1977). Les affinités des faunes avec celles des niveaux correspondants de la Salt Range, du Kashmir ou d'Australie, l'absence des Fusulines et l'existence de sédiments tilloïdes, affirment le cachet gondwan de ces dépôts.

Au N et au NW de l'Haushi, les forages des secteurs de Ghaba et de Fahud (Tshopp, 1967) ont traversé ces mêmes niveaux sakmariens. Ils sont surmontés d'une puissante série carbonatée à Fusulines comportant certainement du Permien supérieur et descendant jusqu'à un niveau qu'il est difficile de préciser d'après les seules données bibliographiques (Artinskien ?). Une partie au moins de ce dernier ensemble peut être mise en corrélation avec la série du Plateau de Saiq.

### b) Le Permien des Montagnes d'Oman.

En dehors des bombements anticlinaux de Saih Hatat et du Jebel Akhdar, des dépôts permienes appartenant à l'ensemble autochtone (ou

parautochtone) des Montagnes d'Oman n'ont été rencontrés qu'à l'extrémité N de la chaîne.

Les affleurements réduits des Jebel Qamar et Ramaq, de position structurale incertaine, montrent deux ensembles stratigraphiques distincts (Hudson, Browne et Chatton, 1954).

1° Le plus ancien consiste en dépôts calcaires détritiques dont la faune autorise des corrélations avec le Sakmarien de l'Haushi.

2° Au-dessus, les calcaires à Fusulines de Qamar comprendraient des niveaux s'étendant de l'Artinskien au Djulfien.

Les calcaires permienes de la péninsule du Musandam (Hudson, Mac Guban et Morton, 1954) occupent probablement la même position stratigraphique.

Il n'est pas question d'aborder ici le problème des dépôts permienes inclus dans les unités allochtones des Montagnes d'Oman. Toutefois, du point de vue des comparaisons avec la série du Plateau de Saiq, deux remarques peuvent être faites en se référant uniquement aux données bibliographiques (Glennie et al., *op. cit.*).

1° Les blocs de Permien daté existant dans l'"Oman exotics" semblent appartenir tous au Permien supérieur (Murghabien et Djulfien) (\*). Il en va de même des témoins inclus dans la nappe d'Hawasina ou dans la formation de Muti.

2° Le Permien des unités allochtones montre un large éventail de faciès parmi lesquels on peut déceler l'existence de dépôts plus "profonds" que ceux du Plateau de Saiq, d'après les associations fauniques représentées (*Colaniella*).

## 3) Quelques remarques générales sur l'évolution paléogéographique permienne.

Ce rapide tour d'horizon du Permien d'Oman appelle, en conclusion, quelques remarques générales :

— L'appartenance à la Gondwanie de l'avant-pays arabe des Chaînes d'Oman, jusqu'au Sakmarien inclus. On note dans la sédimentation et les associations fauniques une

---

(\*) Aussi serait-il important de connaître la position structurale exacte du Permien des Jebel Qamar et Ramaq qui comporte du Sakmarien d'affinité gondwan. Ces massifs ont été rangés successivement dans les "Oman exotics", puis dans le "parautochtone".

communauté de caractères que cette région partage notamment avec l'Iran, l'Afghanistan central, l'Inde, l'Australie, etc.

— L'ouverture sur la mer chaude téthysienne à Fusulines se produit probablement dès l'Artskien.

— Le Permien du bâti autochtone, dans les parties centrales et orientales des Montagnes d'Oman est plus récent, daté du Murghabien moyen au Djulfien (cf. coupe du Plateau de Saiq). Ces régions n'ont donc été submergées qu'au Permien supérieur. L'importance de cette phase transgressive a été reconnue également

en d'autres régions (Afghanistan notamment ; Blaise et *al.*, 1977) où elle paraît être la conséquence d'un processus de distension généralisée annoncé dès le Kubergandien (= Wordien) par l'instabilité de la sédimentation et concrétisé au Murghabien par une accélération considérable de la subsidence.

— C'est peut-être dans cette optique qu'il faut considérer l'hypothèse avancée par Glennie et *al.* à propos de l'ouverture d'un océan annoncée dès le Permien, au NE de l'Oman, et d'où seraient originaires les formations constituant actuellement les unités allochtones des Montagnes d'Oman.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BLAISE J., BORDET P., MONTENAT C., DESPARMET R. et MARIN Ph. — Recherches géologiques dans les Montagnes Centrales d'Afghanistan (Hazarajat et sa bordure orientale). *Livre à la mémoire d'A.F. de Lapparent. Mém. Soc. Géol. Fr., h.s., n° 8*, (sous presse).
- 2) ELLIOTT G.F. (1970). — New and little-known Permian and Cretaceous calcareous algae from the Middle East. *Paleontology*, 13, 2, p. 327-333.
- 3) FLUGEL E. (1966). — Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. *Verlag des Naturwiss. Vereines für Kärnten, Klagenfurt, Carinthia*, 11, 25, p. 1-76.
- 4) GLENNIE K.W., BŒUF M.G.A., HUGUES CLARKE M.W., MOODY-STUART M., PILAAR W.F.H. et REINHARDT B.M. (1974). — Geology of the Oman Mountains (\*), Part. I, II, III. *Verh. Kon. Nederlands Geol. Minjb. Gen. Transactions, geol. ser.*, vol. 31, 423 p.
- 5) GUVENC T. (1966). — Description de quelques espèces d'Algues calcaires (Gymnocodiacees et Dasycladacees) du Carbonifère et du Permien des Taurus occidentaux (Turquie). *Revue Micropal.*, 9, 2, p. 94-103.
- 6) HENBEST L.G. (1963). — Biology, mineralogy and diagenesis of some typical Late Paleozoic sedentary Foraminifera and algal-foraminiferal colonies. *Contr. Cushman Found. Foram. Research., Spec. Publ.*, 6, p. 1-44.
- 7) HOMANN W. (1972). — Unter- und tief - mittelpermische Kalkagen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Tressdorfer Kalk der Karnischen Alpen. *Senckenbergiana Lethaea*, 53, 3/4, p. 135-313.
- 8) HUDSON R.G.S. et SUDBURY M. (1959). — Permian Brachiopoda from South-East Arabia. *Notes et Mém. Moyen-Orient*, VII, p. 19-55, Pl. I-VI.
- 9) KOCHANSKY-DEVIDE V. et GUSIC I. (1971). — Evolutions-Tendenzen der Dasycladaceen mit besonderer Berücksichtigung neuer Funde in Jugoslawien. *Paläont. Z.*, 45, 1/2, p. 82-91.
- 10) LAPPARENT A.F. (de). — Sur l'âge Eocambrien et Cambrien de la "série de Zargaran" en Afghanistan central. *Livre Mém. A.F. de Lapparent, Mém. Soc. Géol., h. s., n° 8* (sous presse).
- 11) LYS M. et LAPPARENT A.F. (de) (1971). — Foraminifères et microfaciès du Permien de l'Afghanistan Central. *Notes et Mém. Moyen-Orient*, t. XII, *Mus. Nat. Hist. Nat., Paris*, p. 49-133, Pl. 7-22.
- 12) LYS M. (1977). — Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien d'Afghanistan. *Micropaléontologie. In Recherches géologiques dans les chaînes alpines de l'Asie. Livre Mém. A.F. de Lapparent, Mém. Soc. Géol. France*, h.s., n° 8 (sous presse).
- 13) MOROZOVA I.P. (1970). — Mchanki Pozdnei Permi. *Akad. Nauk. SSSR, Trud. Pal. Inst.*, 122, 347 p., 64 pl., 43 fig.-texte.
- 14) REITLINGER E.A. (1965). — Développement des Foraminifères au Permien terminal et au Trias ancien sur le Territoire de Transcaucasie. *Vopr. Mikr., Ac. Sc. URSS, Inst. Geol.*, vol. 9, p. 45-70, 2 pl.
- 15) RUZHENTSEV V.E. et SARYTCHEVA T.G. (1965). — Développement et succession des microorganismes à la limite du Paléozoïque et du Mésozoïque *Trav. Inst. Géol. Ac. Sc. URSS, Moscou, Ed. Nauka*, t. 108, p. 1-432, 16 tabl., 5 pl. [traduction du russe : D.A. Brown, publ. n° 117 (1968) et 119 (1969) *Geol. Depart. Austral. Nat. Univ., Canberra*].
- 16) SELLIER de CIVRIEUX J.M. et DESSAUVAGIE T.F.J. (1965). — Reclassification de quelques *Nodosariidae*, particulièrement du Permien au Lias. *Publ. M.T.A., Ankara*, N° 124, p. 1-178, 25 pl.
- 17) STOCKLIN J. (1972). — Iran central, septentrional et oriental, in *Lexique Strat. intern.*, vol. III, Asie, fasc. 9 b Iran, p. 1-283, C.N.R.S., édit., Paris.
- 18) TARAZ H. (1974). — Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. *Geol. Surv. Iran, Rept. n° 37*, 148 p.

(\*) Les références figurant dans cet ouvrage ne sont pas citées à nouveau ici en bibliographie (géologie régionale et Algues).

- 19) TERMIER H. et G. — Position entre Gondwana et Téthys des provinces afghanes au Carbonifère et au Permien. Essai biogéographique. *Livre Mém. A.F. de Lapparent, Mém. Soc. Géol. Fr., h. s., n° 8* (sous presse).
- 20) TERMIER G. et H. et VACHARD D. (1975). — Recherches micropaléontologiques dans le Paléozoïque supérieur du Maroc Central. *Cahiers de Micropal.*, 4, p. 1-99.
- 21) TERMIER H. et G. et LAPPARENT A.F. (de) (1973). — Grands Bivalves récifaux du Permien supérieur de l'Afghanistan central. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIII, p. 75-80.
- 22) VACHARD D. (1974). — Sur les Dasycladacées métspondyles "vestibulaires"; à propos d'un de leurs représentants viséens: *Evelebitella occitanica* n. gen., n. sp. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 279, p. 1855-1858.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche XVII

##### FORAMINIFERES

- Fig. 1. — *Tuberitina collosa* Reitl., forma *spinosa*.  
Ech. 7550 J. Gr. = 60.
- Fig. 2. — *Calcitornella heathi* C. et W.  
Ech. 7550 H. Gr. = 35.
- Fig. 3. — *Agathammina pusilla* (Geinitz).  
Ech. 7550. Gr. = 30.
- Fig. 4. — *Baisalina pulchra* Reitlinger.  
Ech. 7593. Gr. = 30.
- Fig. 5. — *Globivalvulina vonderschmidti* Reichel.  
Ech. 7595 A. Gr. = 30.
- Fig. 6. — *Hemigordius reicheli* Lys.  
Ech. 7595. Gr. = 30.
- Fig. 7. — *Climacammina gigas* Suleimanov.  
Ech. 7550 G. Gr. = 30.
- Fig. 8. — *Climacammina sphaerica* Potievskaya.  
Ech. 7550 B. Gr. = 30.
- Fig. 9. — *Hemigordiopsis renzi* Reichel.  
Ech. 7592-2. Gr. = 30.
- Fig. 10. — *Hemigordius* sp. (n. sp.?).  
Ech. 7594 A. Gr. = 60.
- Fig. 11. — *Langella perforata langei* S. de C. et Dess.  
Ech. 7550 E. Gr. = 60.
- Fig. 12. — *Langella ocarina* S. de C. et Dess.  
Ech. 7551 bis. Gr. = 30.
- Fig. 13. — *Pseudotristix solida* Reitlinger.  
Ech. 7595. Gr. = 30.
- Fig. 14-15. — *Neoendothyra reicheli* Reitlinger.  
Ech. 7593. Gr. = 30.
- Fig. 16. — *Codonofusiella nana* Erk.  
Ech. 7550 B. Gr. = 60.
- Fig. 17. — *Staffella arakeljani* R.C., section axiale.  
Ech. 7550 F. Gr. = 14.
- Fig. 18. — *Sphaerulina crassispira* Lee, section axiale.  
Ech. 7592-1. Gr. = 30.
- Fig. 19. — *Staffella zisonghengensis* (Sheng), section axiale.  
Ech. 7595. Gr. = 14.

##### Planche XVIII

##### FORAMINIFERES ET FACIES

- Fig. 1. — *Globivalvulina vonderschmidti* Reichel.  
Ech. 7595 A. Gr. = 32.
- Fig. 2. — *Fronidina permica* S. de C. et Dess.  
Ech. 7595 A. Gr. = 32.

- Fig. 3. — *Ichtyolaria permotaurica* S. de C. et Dess.  
Ech. 7592 B. Gr. = 65.
- Fig. 4. — *Neoendothyra parva* (Lange).  
Ech. 7550 G. Gr. = 32.
- Fig. 5. — *Sphaerulina ogbinensis* Rosovskaya (jeune), section axiale. Ech. 7592-2. Gr. = 34.
- Fig. 6. — *Nankinella orbicularia* Lee, section axiale.  
Ech. 7550 H. Gr. = 18.
- Fig. 7. — *Sphaerulina ogbinensis* Rozovskaya, section axiale. Ech. 7595 A. Gr. = 18.
- Fig. 8. — *Staffella sphaerica* (Abich), section axiale.  
Ech. 7594 A. Gr. = 18.
- Fig. 9. — *Verbeekina pontica* (A. Mikl. Maclay). Section sub-axiale. Ech. H J 3. Gr. = 18.
- Fig. 10. — *Staffella zisonghengensis* (Sheng), en voie de diagénèse. Ech. 7595. Gr. = 14.
- Fig. 11. — *Staffella zisonghengensis* (Sheng), section axiale à gauche. Ech. 7595 A. Gr. = 14.
- Fig. 12. — *Staffella zisonghengensis* (Sheng), section axiale et *Hemigordius reicheli* Lys, dans plage calcite. Ech. 7595. Gr. = 14.
- Fig. 13. — Faciès à *Sphaerulina crassispira* Lee et *Mizzia velebitana* Schubert.  
Ech. 7592 B. Gr. = 4.

##### Planche XIX

##### ALGUES ET PSEUDO-ALGUES

- Fig. 1. — *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz).  
Ech. 7551 bis. Gr. = 32.
- Fig. 2. — *Anthracoporella spectabilis* Pia.  
Ech. Saiq. Gr. = 32.
- Fig. 3, 4. — *Mizzia velebitana* Schubert.  
Ech. 7594 A. Gr. = 32.
- Fig. 5. — *Tubiphytes obscurus* Maslov.  
Ech. 7550 J. Gr. = 32.
- Fig. 6. — *Velebitella* cf. *triplicata* Koch.-Devidé.  
Ech. 7550 E. Gr. = 70.
- Fig. 7, 8. — *Velebitella* "n. sp."  
Ech. 7595. Gr. = 62.

##### Planche XX

- Fig. 1 et 2. — *Actinocoelia* cf. *meandrina* Finks. Gr. = 40. Sections dans deux exemplaires, montrant le réseau serré de desmes coalescents, laissant libres des tubes radiaires (fig. 1) et des pores de deux sortes : fins pores inhalants et apopores (fig. 2).

Fig. 3. — *Fistulipora* cf. *jakovlevi* Nikiforova. Gr. = 40. Section transversale montrant les autopores sub-circulaires mais dont une partie est constituée par un lunarium de diamètre apparent plus faible.

Fig. 4. — *Araxopora* cf. *spinata* Morozova. Gr. = 40. Section oblique montrant, en bas de la figure, le vide tubulaire axial et la section de la zone "mature" externe d'autopores à parois épaisses percées d'acanthopores; en haut de la figure, la section devient tangentielle, les autopores ovales étant entourés d'un rang d'acanthopores et de mésopores.

Fig. 5. — *Streblascopora biserialis* (Bassler). Gr. = 40. Section tangentielle.

Fig. 6 et 7. — *Streblascopora fasciculata* (Bassler). Gr. = 40.

6. - Section légèrement oblique, tangentielle dans sa partie supérieure.

7. - Section subaxiale montrant latéralement les sections des zoécies aboutissant aux autopores et aux métapores, et au centre la zone médullaire de tubes parallèles.

Fig. 8. — *Streblascopora confusa* Morozova. Gr. = 40. Section tangentielle montrant le réseau superficiel de métapores séparés par des crêtes et quelques autopores (en bas à droite).

Fig. 9. — *Maychella* cf. *tuberculata* Morozova. Gr. = 40. Section tangentielle.

#### Planche XXI

Fig. 1. — *Anisotrypella saigensis* nov. sp. Aspect général.

Fig. 2. — *Streblascopora* cf. *confusa* Morozova. Gr. = 40. Section tangentielle montrant le développement des métapores, surtout dans la zone terminale (en haut).

Fig. 3-6. — *Polypora magnicava* Morozova.

3. - Vue d'un zoarium décapé montrant les zoécies en relief.

4. - Vue d'un zoarium moins décapé.

5. - Section tangentielle.

6. - Section tangentielle. Gr. = 40.

Fig. 7. — *Fenestella* cf. *shuræ* Morozova. Gr. = 40. Section tangentielle.

Fig. 8. — *Girtyporina* cf. *applicata* Morozova. Vue d'ensemble.

#### Planche XXII

Fig. 1. — *Reteporidra* sp. Gr. = 40. Section tangentielle.

Fig. 2-6. — *Fenestella* cf. *retiformis* (Schlotheim).

2. - Vue d'ensemble d'un fragment de zoarium.

3. - Section tangentielle. Gr. = 40.

4. - Section oblique sur laquelle apparaissent bien les "nodes". Gr. = 40.

5-6. - Sections transversales. Gr. = 40.

Fig. 7-8. — *Acanthocladia* cf. *anceps* (Schlotheim). Section tangentielle.

8. - Gr. = 40.

Fig. 9. — *Septopora* sp. Section tangentielle.

#### Planche XXIII

Fig. 1-2. — *Araxilevis minor* nov. sp. Gr. = 2,5. Valve pédonculaire.

1. - Zone viscérale.

2. - Chape.

Fig. 3. — *Vediproductus vediensis* Sarytcheva. Gr. = 1,5. Profil d'une valve pédonculaire montrant les rubans et leur ornementation épineuse.

Fig. 4. — *Vediproductus vediensis* Sarytcheva. Gr. = 1,4. Intérieur d'une valve brachiale montrant le septum médian et les empreintes dentritiques des adducteurs.

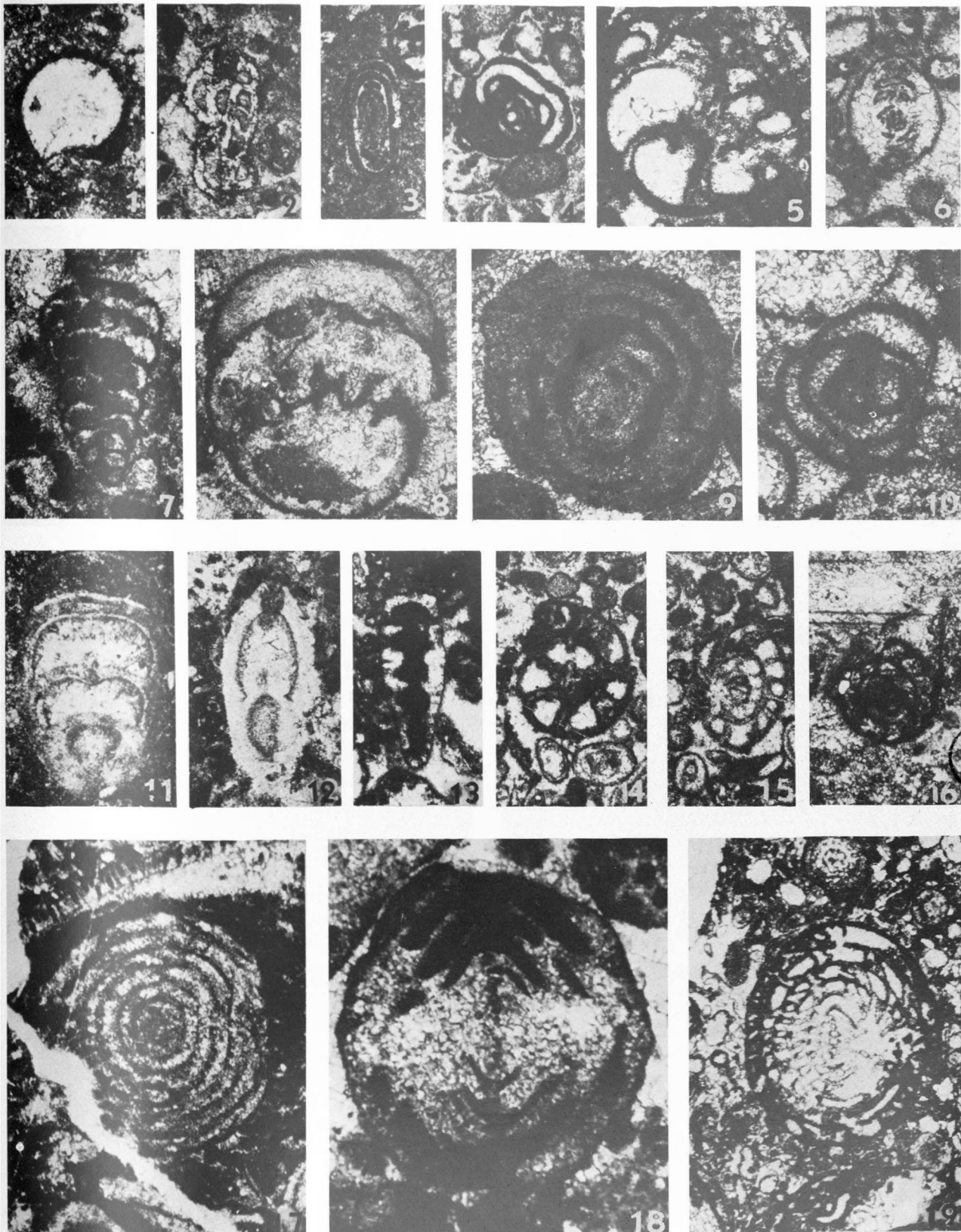
Fig. 5. — *Omanimaria lapparenti* n. gen., n. sp. Gr. = 1. Vue de la spire.

Fig. 6. — *Palaeoniso* s. l. sp. Section subaxiale montrant au centre la columelle creuse.

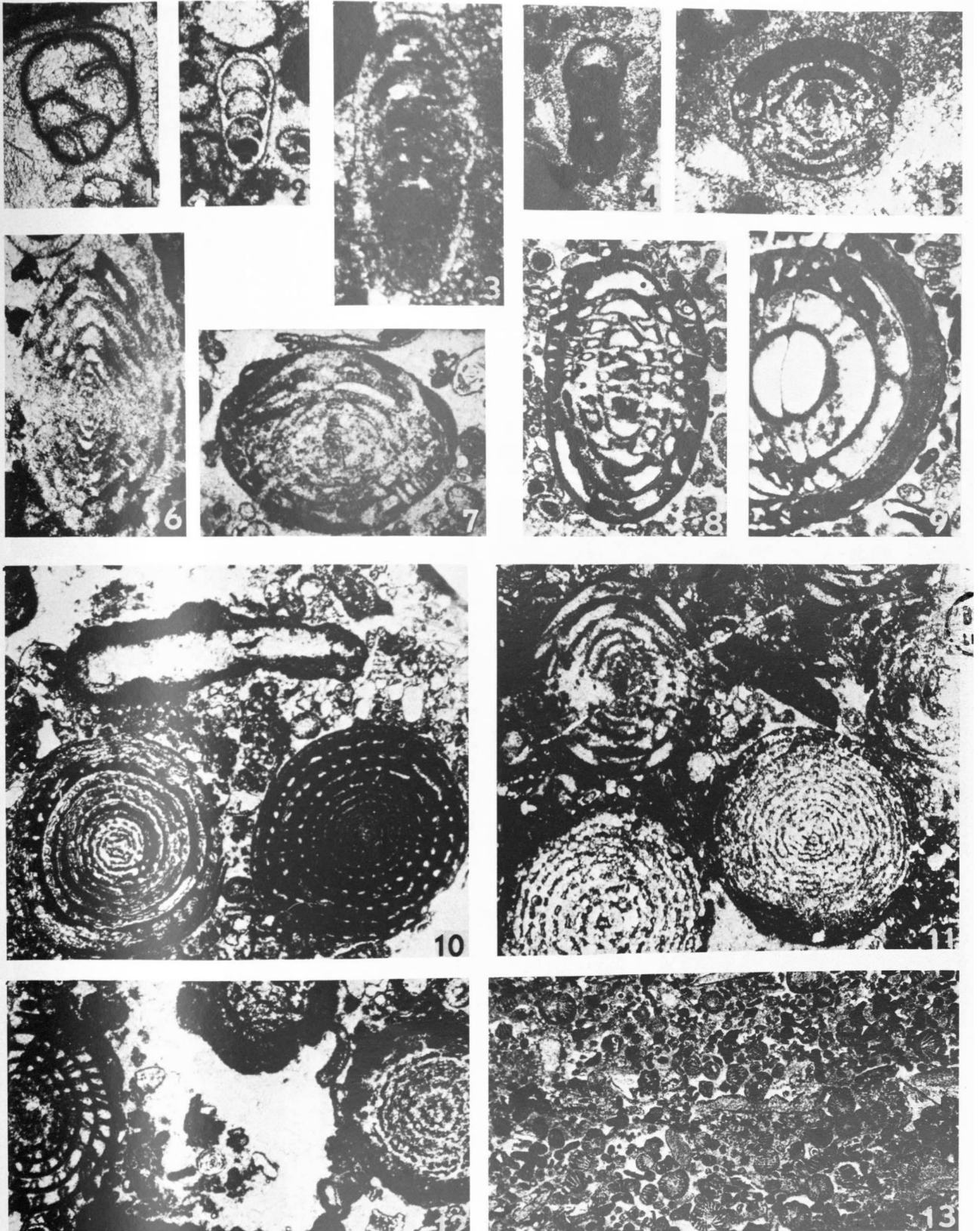
Fig. 7. — *Archaeocidaris* sp. Gr. = 1,8. 4 radioles épineux.

————— " —————

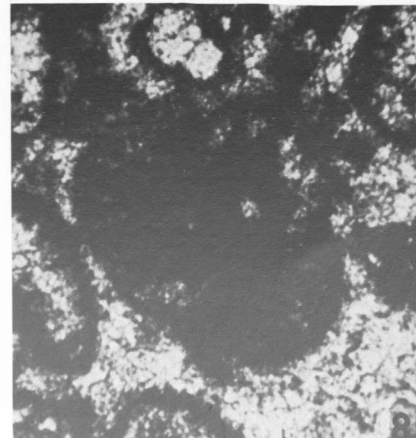
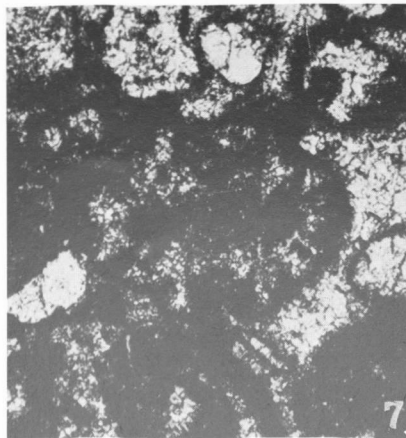
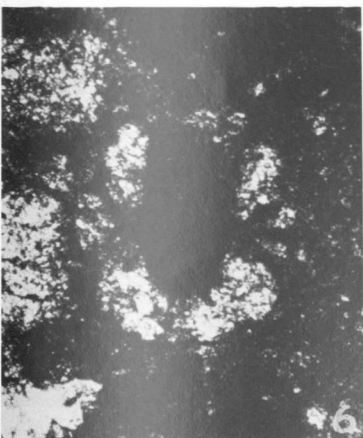
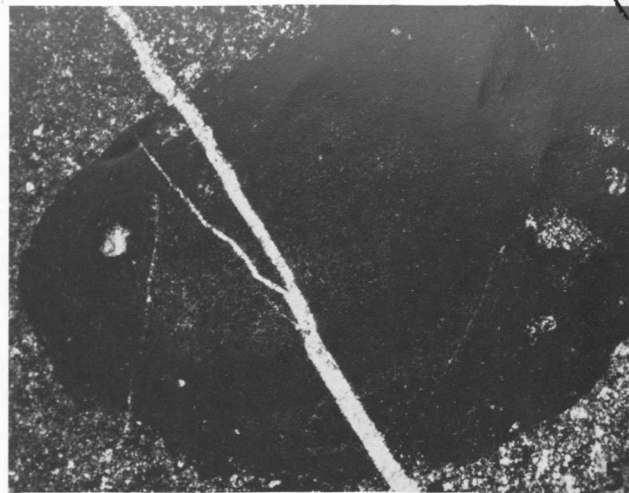
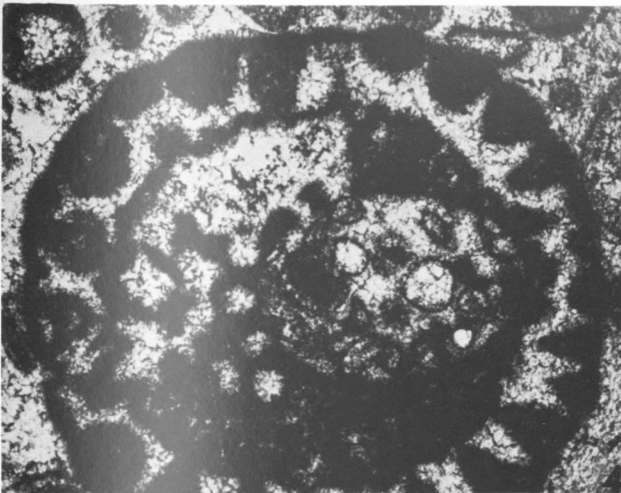
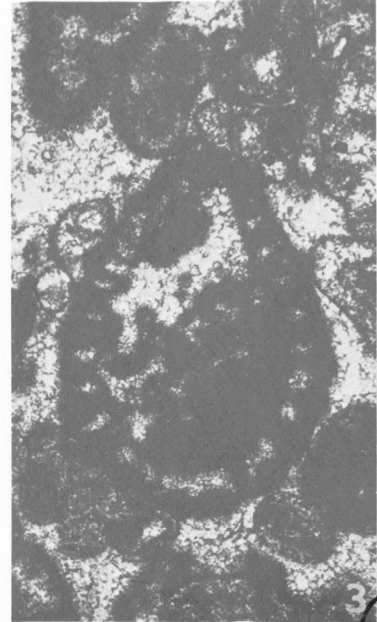
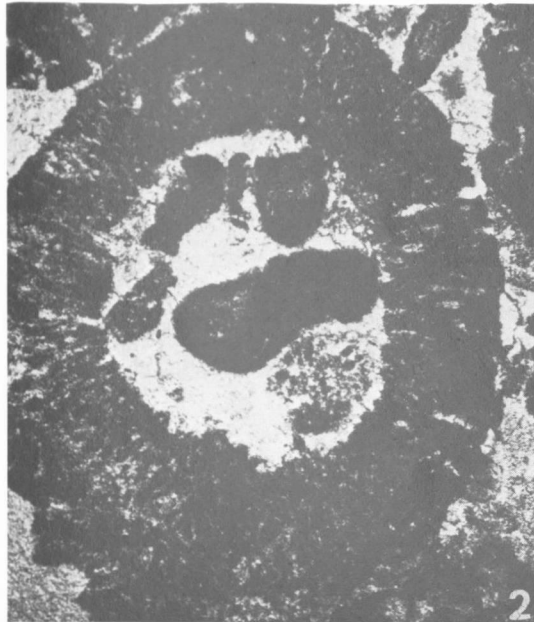
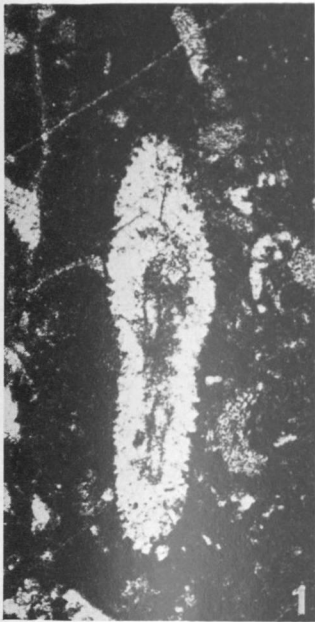






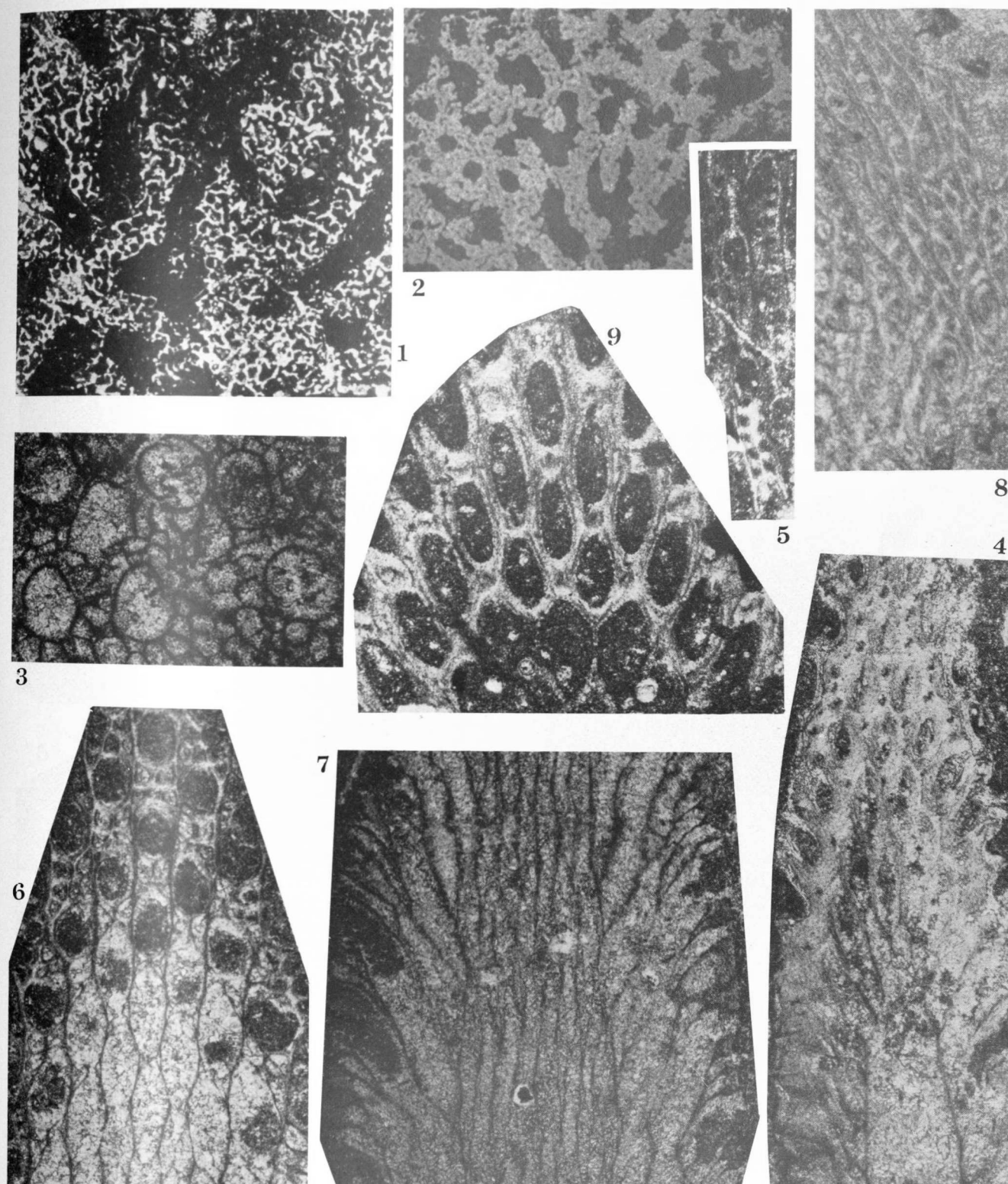






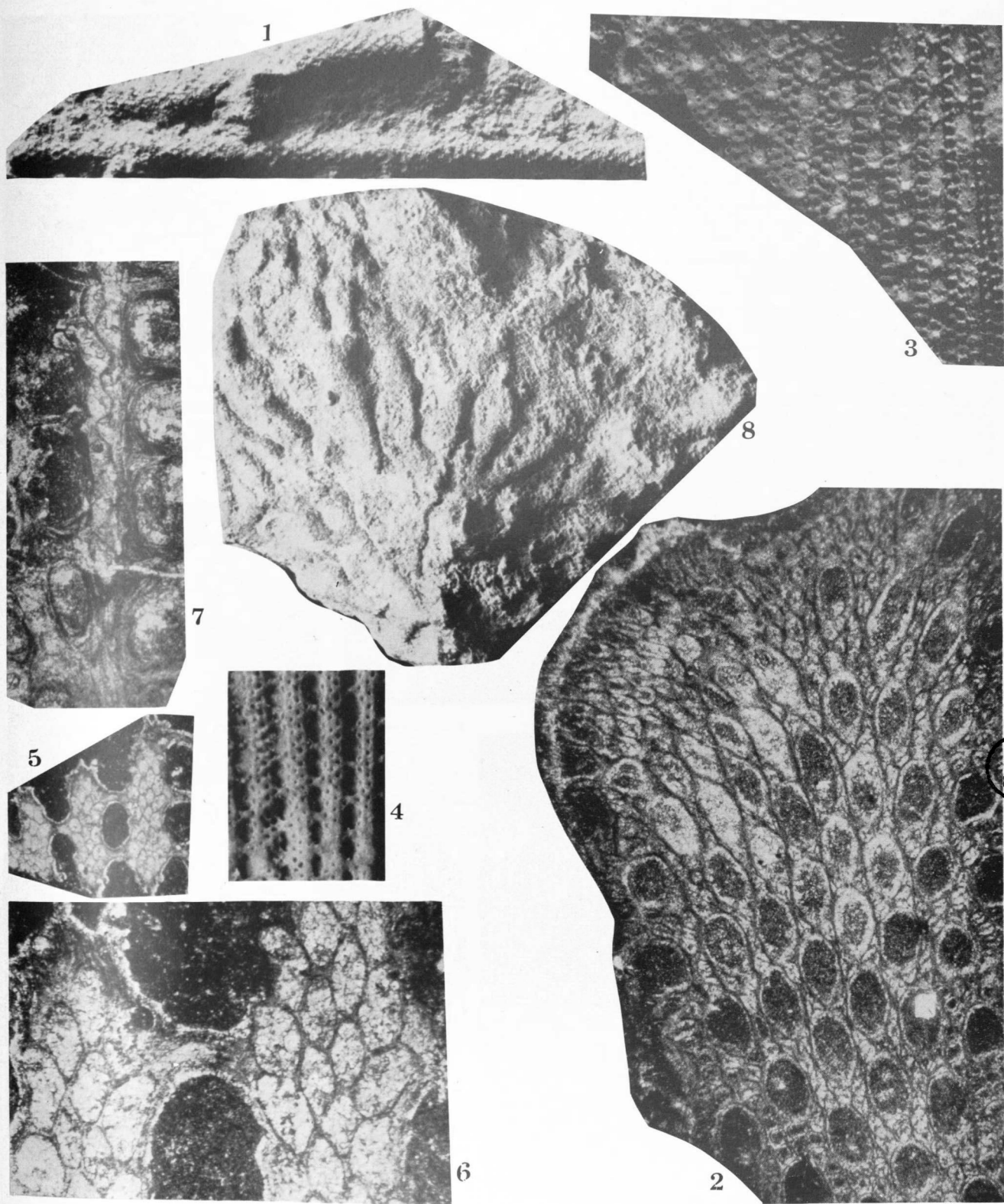




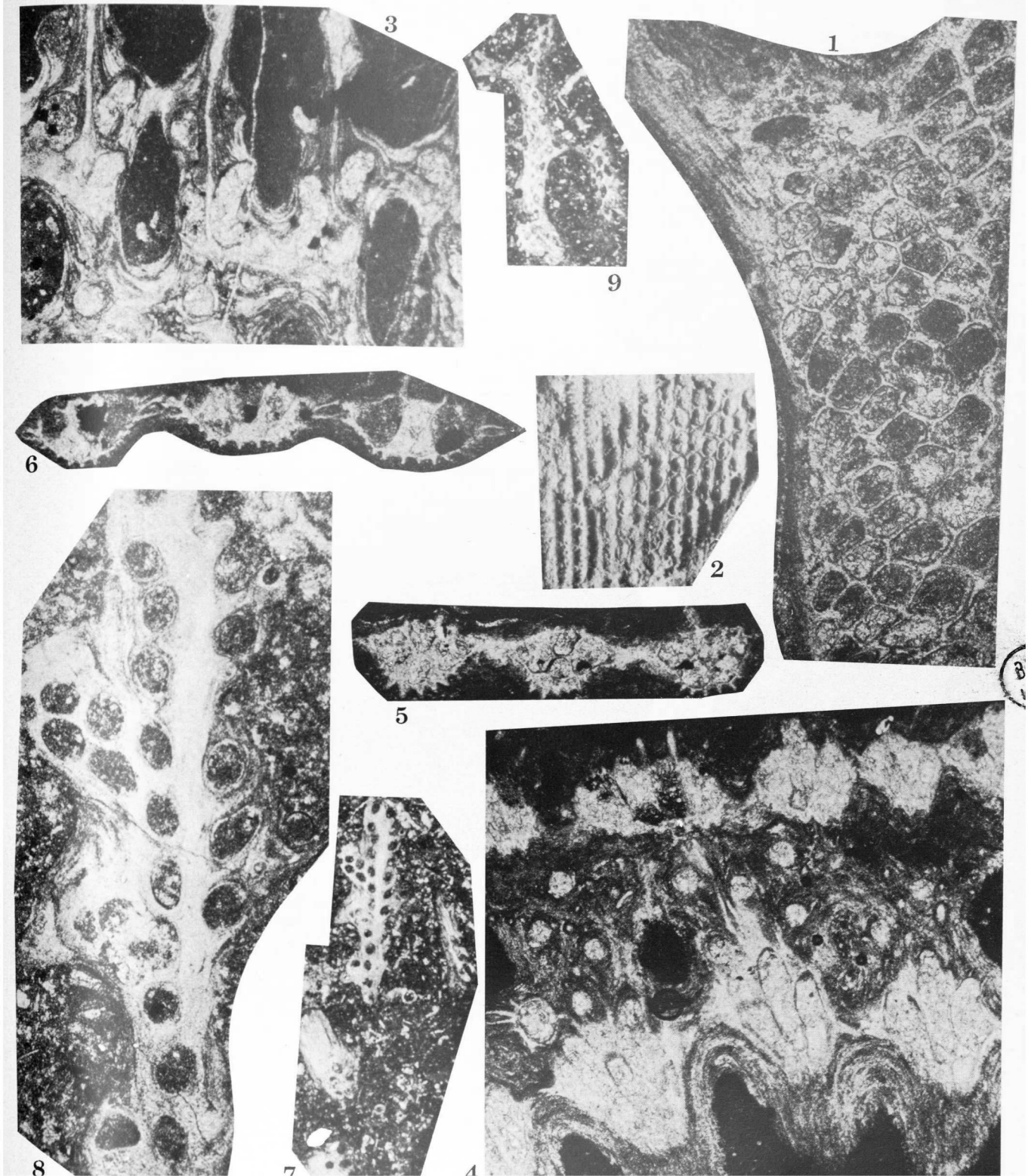




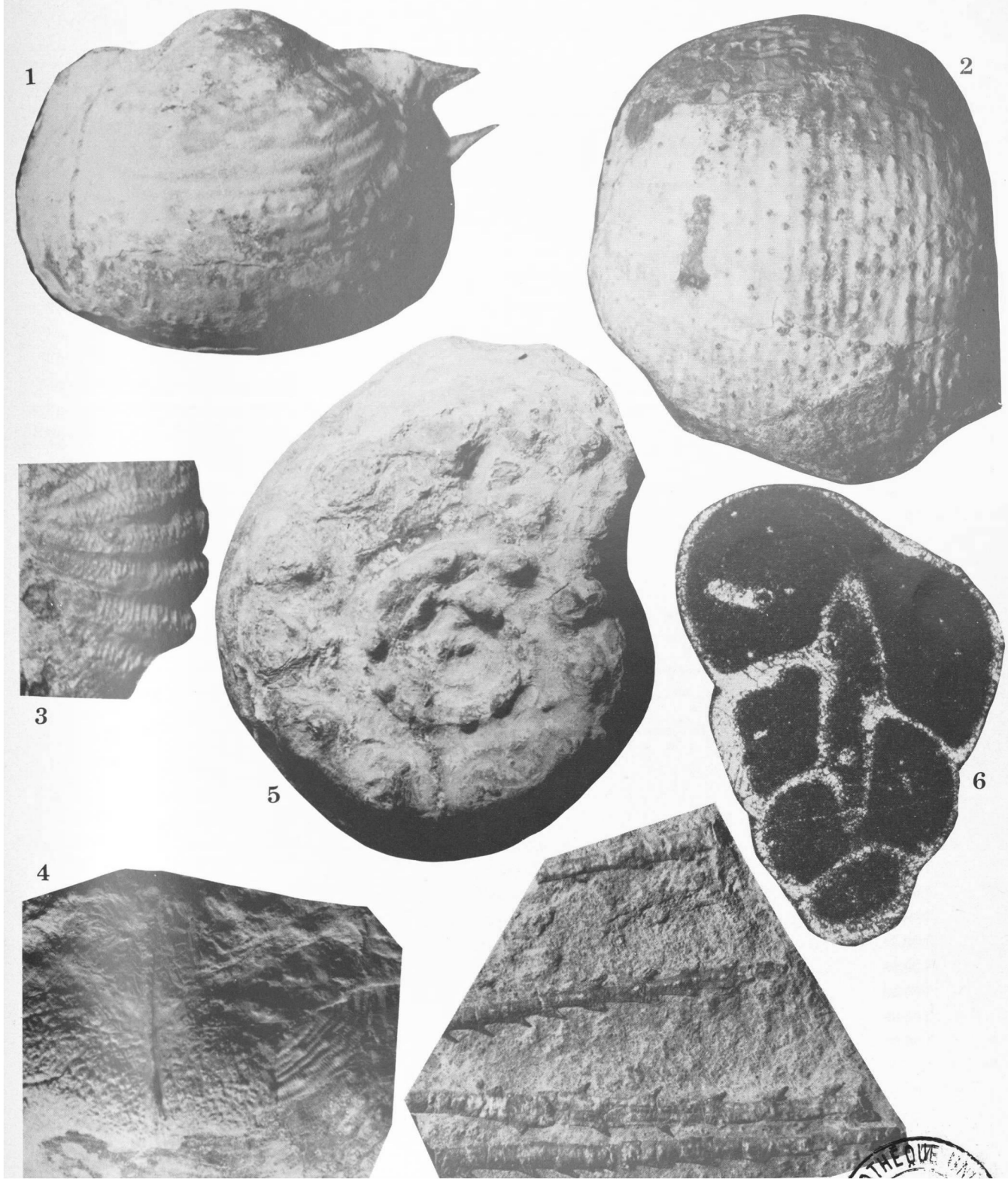














## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

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

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

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

#### FASCICULES SPECIAUX

Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1)	55,00 F.
Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4)	80,00 F.
Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3)	55,00 F.



# COLLOQUE DU JURASSIQUE

à Luxembourg, 1967

MEMOIRE DU B. R. G. M.

N° 75, 760 pages, nombreuses illustrations

Prix de vente : 200,00 F.F.

---

Cet important colloque se propose de faire le point sur un grand nombre d'études relatives au Jurassique.

Après une introduction sur les définitions, la nomenclature et les méthodes d'études spécifiques à cet étage, une partie importante de l'ouvrage est consacrée aux problèmes paléogéographiques, biogéographiques et biostratigraphiques du Jurassique.

Un chapitre traite plus spécialement des limites Jurassique-Crétacé et de celles Jurassique moyen et supérieur.

Enfin, les derniers chapitres concernent la stratigraphie régionale en Europe, les problèmes de zonations et l'ouvrage se termine par un ensemble d'articles sur la stratigraphie générale du Jurassique hors d'Europe (Canada, Etats-Unis, Nouvelle-Zélande, etc...).



## MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

### Tome I :

- Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, *Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande*, 1876, 232 p. .... 280,00 F.  
 Mémoire N° 2. - P. FRAZER, *Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie*, 1882, 178 p. .... 210,00 F.  
 Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, *Mémoire sur la flore houillère des Asturies*, 1882, 24 p. .... 30,00 F.

Tome II. — Ch. BARROIS, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*, 1882 .... épuisé

Tome III. — Ch. BARROIS, *Faune du Calcaire d'Erbray*, 1889 ..... épuisé

### Tome IV :

- Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, *Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli*, 1894, 63 p., 7 pl. .... 75,00 F  
 Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, *Etude micrographique des terrains sédimentaires*, 590 p., 10 pl. .... épuisé

Tome V. — M. LERICHE, *Etude des Poissons fossiles du Nord de la France et régions voisines*, 1906 .. épuisé

### Tome VI :

- Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, *Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri* B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. .... 72,00 F.  
 Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, *Faune siluro-dévonienne de Liévin*, 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2 ..... 280,00 F.  
 Mémoire N° 3. - V. COMMONT, *Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire*, 1909, 68 p., 3 pl. .... 130,00 F.

### Tome VII :

- Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, *Etude des Stipes d'Asterochloena laxa* Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. .... 85,00 F.  
 Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, *Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France*, 1913 épuisé

### Tome VIII :

- Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, *Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France*, 1923 épuisé  
 Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, *Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer*, 1929, 50 p., 5 pl. .... 100,00 F.

### Tome IX :

- Mémoire N° 1. - G. DUBAR, *Etude sur le Lias des Pyrénées françaises*, 1925, 332 p., 7 pl. .... 360,00 F.  
 Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, *Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée*, 1926, 23 p., 6 pl. .... 80,00 F.

### Tome X :

- Mémoire N° 1 - A. CARPENTIER, *La flore wealdienne de Féron-Glignon (Nord)*, 1927 ..... épuisé  
 Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, *Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales*, 1931, 132 p., 8 pl. .... 150,00 F.

Tome XI. — A. DUPARQUE, *Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais*, 1934 ..... épuisé

Tome XII. — D. LE MAITRE, *Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancois*, 1934, 268 p., 18 pl. .... 280 00 F.

Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, *Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)*, 1963, 145 p., 11 pl. .... 210,00 F.

Tome XIV. — G. WATERLOT, *Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin*, 1966, 23 p., 5 pl. .... 70,00 F.

## ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), Fascicule II (Terrains secondaires), Fascicule III (Terrains tertiaires) .... épuisés  
 Fascicule IV (Terrains quaternaires) ..... 24,00 F.

Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000° (par J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI) 35,00 F.

Ecorché géologique *Infra-mésozoïque* (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M.), COPESEP et S.N.P.A.) ..... 35,00 F.

## SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques ..... 25,00 F.

Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie ..... 25,00 F.

Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie ..... 25,00 F.

Série IV. — Pétrographie des Houilles ..... 25,00 F.

Série V. — La flore houillère. 1° Les plantes à feuilles de Fougères ..... 25,00 F.

Série VI. — Les étapes de la Préhistoire ..... 25,00 F.

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

# SOMMAIRE

Tome XCVI

3<sup>me</sup> trimestre

	Pages
P. CHOTIN. — Essai d'interprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoïque en tant que bassin marginal .....	177
D. BOULANGER et J. QUEMENEUR. — Etude stratigraphique et sédimentologique du Muschelkalk en Aquitaine méridionale	185
B. HOYEZ et L. LE RIBAUT. — Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès numidiens tyrrhéniens et de grès glauconieux de Sicile centro-occidentale .....	193
H. MAILLOT et P. DEBRABANT. — A propos des critères essentiels ordonnant la composition chimique des nodules océaniques polymétalliques .....	199
F. AMEDRO et J. MANIA. — L'Aptien du Boulonnais .....	207
L. COUREL, P. FEUILLEE, F. SEDDOH, J.M. STORZ et P. VETTER. — Données sédimentologiques et pétrographiques sur le Houiller de La Machine (Nièvre). Importance de la diagénèse ..	217
D. BRICE and M. FARSAN. — Brachiopods from the upper Devonian of Robot-e-Pai (Afghanistan). Discovery of the genera <i>Ladogia</i> Nalivkin, 1941 and <i>Eoparaphorhynchus</i> Sartcnaer, 1961 (Rhynchonellida) .....	225
— C. BROUSMICHE. — Précisions sur les organes reproducteurs de <i>Nemejopteris feminaeformis</i> (Schlotheim) .....	233
C. MONTENAT, † A.F. de LAPPARENT, M. LYS, H. et, G. TERMIER et D. VACHARD. — La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Péninsule Arabique) .....	239