

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

Fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date
des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873.

PUBLICATION TRIMESTRIELLE

ANNALES LXXIX
1959

**Volume publié avec le concours du
Centre National de la Recherche Scientifique**

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD.
23, rue Gosselet
LILLE

Extraits du Règlement de la Société géologique du Nord

§ 1. — L'objet de la Société est l'étude de la géologie du Nord de la France.

§ 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 et avoir été proclamé dans la séance suivante par le Président, après élection.

§ 8. — La cotisation annuelle est fixée à 1.500 francs pour la France et l'Union Française ; 2.000 francs pour l'Étranger.

§ 10. — La Société tient ses séances habituelles à Lille, de Novembre à Juillet, une fois par mois. Chaque année, d'Avril à Juillet, la Société tient des séances extraordinaires sur le terrain, aux dates et lieux indiqués aux sociétaires par avis spéciaux.

§ 13. — Les ouvrages conservés dans la Bibliothèque de la Société peuvent être empruntés par les membres (voir le règlement spécial).

Extrait du Règlement concernant les publications

§ 1. — La Société publie des *Annales* et des *Mémoires*.

§ 2. — Les *Annales* paraissent périodiquement. Elles forment annuellement un volume qui est distribué gratuitement aux membres.

§ 3. — Les *Mémoires* sont publiés lorsque la situation financière de la Société le permet. Ils ne sont pas envoyés gratuitement aux membres qui pourront se les procurer à un prix de faveur fixé par le Conseil (voir le règlement spécial et les prix au dos de la couverture).

§ 8. — Les *Mémoires* ne peuvent être mis en vente par les auteurs.

Tirages à part

Les Tirages à part sont faits, après avis du délégué aux publications, sur le même papier que celui des Annales ou sur un papier différent, à la demande des auteurs, avec ou sans couverture. En raison des fluctuations actuelles des prix, ceux-ci sont fixés par l'imprimeur au moment du tirage et remis à l'auteur avant exécution

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Fondée en 1870

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

— x

ANNALES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DU NORD

TOME LXXIX
1959

*Volume publié avec le concours du Centre National
de la Recherche Scientifique.*

LILLE
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, rue Gosselet
Compte de chèques postaux Lille C./C. 5.247
Téléphone : 53.05.38

ANNALES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DU NORD

Séance du 28 Janvier 1959

Présidence de M. R. LEROUX, Président

Election du Bureau pour 1959

La Société procède au renouvellement de son Bureau. Ont pris part au vote : 108 membres de la Société. Après dépouillement, le Bureau de la Société se trouve ainsi composé pour l'année 1959 :

<i>Président</i>	M. Ch. Delattre Professeur à la Faculté des Sciences de Lille.
<i>Vice-Président</i>	M. J. Ricour Ingénieur-Géologue en Chef au B.R.G.G.M.
<i>Directeur</i>	M. P. Pruvost
<i>Secrétaire</i>	M. P. Celet
<i>Trésorier</i>	M. G. Tieghem
<i>Bibliothécaire</i>	M^{me} S. Defretin
<i>Libraire</i>	M. J. Chalard
<i>Délégué aux publications</i>	M. J. Polvéche
<i>Secrétaire adjoint</i>	M^{lle} D. Le Maître
<i>Membres du Conseil</i>	MM. A. Duparque, R. Marlière, R. Petit, G. Depape, R. Leroux.

Le Président présente ses félicitations à M. **G. Waterlot** qui vient d'être élu Président de la Société Géologique de France, à Mme **P. Danzé-Corsin** qui a obtenu un prix de l'Académie des Sciences, à MM. **J. Chalard** et **J. Polvéche** qui viennent de soutenir leur thèse et à M. **P. Celet** qui a obtenu le prix Gosselet de la Société des Sciences de Lille.

M. G. Waterlot présente la communication suivante :

Sur la présence d'un galet de schiste à Dichograptidé
(*Tetragraptus*) dans les alluvions de la Meuse,
à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité
de l'appartenance du Massif de Givonne
à l'Ordovicien inférieur

par **Gérard Waterlot.**

(Pl. I, 2 fig.)

SOMMAIRE. -- Un galet plat de schiste gris verdâtre, très riche en muscovite contenant une empreinte de *Tetragraptus* de la famille des Dichograptidés (Graptoloïdes) a été rencontré dans les gros galets de la base des alluvions modernes de la Meuse, à Mézières. De par sa situation et la nature de la roche, la plaque de schiste semble bien provenir du Massif de Givonne qui, jusqu'à présent, n'a jamais livré de fossiles. Dans ce cas, ce massif n'appartiendrait pas au Cambrien, mais à l'Ordovicien inférieur (étage skiddavien ou « arenigien »).

Un puits pour adduction d'eau potable vient d'être creusé dans la plaine alluviale de la Meuse située dans la boucle que fait le fleuve entre Wareq et Mézières. Le point d'implantation se trouve à 400 m. au sud-est du passage à niveau de Belle-Vue-du-Nord et à 100 m. des bords du cours d'eau. Il a rencontré les couches suivantes :

<i>Altit.</i>	<i>Prof.</i>	<i>Nature des terrains</i>	<i>Epaiss.</i>
+ 142,50	0,00 m.	terre sableuse	2,45 m.
+ 140,05	2,45 m.	terre argilo-sableuse	0,55 m.
+ 139,50	3,00 m.	sable gris	1,35 m.
+ 138,15	4,35 m.	graviers	1,05 m.
+ 137,10	5,40 m.	gros galets de quartzite et galet de schiste noir	0,10 m.
+ 137,00	5,50 m.	fin du puits	

L'ouvrage a pris fin dans les galets de base des alluvions. D'après les renseignements qui m'ont été aimablement communiqués par le Service des Ponts et Chaussées à Charleville, les sondages effectués en bordure de Meuse, au Pont de la Victoire, à Mézières (à 6.150 m. en amont du puits), ont atteint le socle jurassique, sous les galets de base des alluvions, aux cotes N.G.F. de + 137,70 (rive droite) et + 137,45 (rive gauche) ; ceux du Pont dit de Mézières (à 3.200 m. en aval du puits) ont touché le socle jurassique à la cote + 135,40. En supposant une pente régulière de ce socle jurassique entre les deux ponts de Mézières, la base des alluvions pourrait se situer vers la cote + 136,20 à + 136,10 à l'emplacement du puits, c'est-à-dire que le lit à gros galets, situé à la partie inférieure des alluvions modernes, pourrait avoir une épaisseur approximative d'un mètre.

Les gros galets sont essentiellement quartzitiques et bien roulés. Parmi eux, on a pu trouver une plaque de schiste phylladeux et quartzeux, très chargée en fines paillettes de muscovite, contenant de petits octaèdres de magnétite et de teinte gris verdâtre ; cette plaque provient manifestement d'un galet schisteux qui a dû se cliver au cours du transport par les eaux mais après avoir effectué l'essentiel de son parcours. En effet, une face de la plaque de schiste est érodée sur la tranche en un arrondi caractéristique de bloc roulé ; l'autre face,

restée plane, indique que la division du galet a dû se produire assez peu de temps avant le dépôt de la plaque schisteuse. Cette face porte une empreinte de graptolite (Pl. I et fig. 1) qui a été assez abîmée par le frottement contre les galets quartzeux. De ce fait, la conservation du fossile n'est pas excellente. Néanmoins, l'empreinte reste déterminable génériquement mais non spécifiquement.

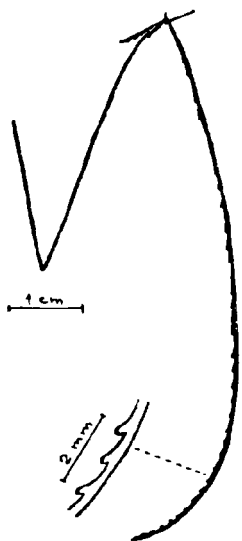


FIG. 1. — *Tetragraptus* sp. ;
empreinte observée sur une plaque
de schiste recueillie à la base
des alluvions modernes de
la Meuse, à Mézières (Ardennes),
d'après une photographie ;
dessin contrôlé à la loupe binoculaire.
Echantillon déposé
au Musée de Géologie
de la Faculté des Sciences de Lille.

Il s'agit d'un graptolite (Graptoloïde) unisérié, à thèques fines et nombreuses, semble-t-il, mais très abîmées, difficiles à distinguer et à dénombrer. Le rhabdosome est bilatéralement symétrique et composé, à première vue, de deux longues branches d'égale valeur. En réalité, deux autres branches, beaucoup plus courtes et dont l'une est très mal conservée, s'associent aux deux précédentes et ont leur point de jonction près de la sicule. Ainsi, le rhabdosome se compose, en fait, de quatre branches qui, d'après l'aspect des deux plus longues, ne paraissent pas être divisées. On voit donc que, de la sicule, partent deux branches de premier ordre extrême-

ment courtes qui se subdivisent aussitôt, par ramification dichotomique, en quatre branches principales ne comportant pas elles-mêmes de rameaux latéraux. Si le rhabdosome n'était composé que de deux branches principales, symétriques et non ramifiées, il appartiendrait au genre *Didymograptus* Mac Coy ; sa subdivision immédiate en quatre branches principales, bilatéralement symétriques, le fait classer dans le genre *Tetragraptus* Salter. Ces deux genres appartiennent à la même famille des Dichograptidés et sont tous deux localisés au Trémadocien, en Norvège, et à l'Ordovicien inférieur dans le reste de l'Europe, en Amérique du Nord et du Sud, en Australie et en Asie.

Le genre *Tetragraptus* auquel je puis rapporter l'exemplaire examiné ici comprend près de trente espèces dont les caractères distinctifs sont basés sur la forme et sur l'angle de divergence des deux paires de branches principales qui sont pendantes, évasées, horizontales ou redressées, sur la longueur et la largeur de ces branches et sur le nombre de thèques disposées en file dans l'espace de 10 millimètres (G.L. Elles et E.M.R. Wood, 1902, p. 55 ; R. Ruedemann, 1947, p. 300). Une partie seulement de ces caractères reste visible sur l'échantillon.

L'angle de divergence des branches internes est de 50°. Le rhabdosome appartient ainsi au type à branches pendantes et légèrement évasées ; celles-ci ont une longueur de 8,5 cm. et sont presque rectilignes quoique légèrement incurvées vers l'intérieur, l'une d'elles ayant été brisée au moment de la fossilisation ; leur largeur est uniforme et de l'ordre d'un demi-millimètre. Il s'agit donc d'un rhabdosome extrêmement grêle. La méconnaissance de la densité des thèques ne permet pas de déterminer spécifiquement ce *Tetragraptus* quoique, d'après la partie distale d'une des deux branches principales, le nombre des thèques puisse être de l'ordre de 15 environ par centimètre (Pl. I et fig.-texte 1). Notons simplement que l'aspect général le rapproche, d'une

part, de *Tet. pendens* Elles pour la gracilité du rhabdosome (mais cette espèce n'a que des branches très courtes: moins de 2 cm.), d'autre part, de *Tet. postlethwaitii* Elles pour le port du rhabdosome (mais les branches sont nettement plus larges : 1,5 mm.).

Quoi qu'il en soit, tous les *Tetragraptus* de Grande-Bretagne proviennent des schistes de Skiddaw (middle Skiddaw slates), dans le district des Laes, c'est-à-dire du Skiddavien (ex-Arenigien). Ils caractérisent ainsi la base de l'Ordovicien, comme dans le reste de l'Europe, sauf en Norvège où le genre serait déjà connu dans le Trémadocien (R. Ruedemann, 1947, p. 300).

La question qui se pose maintenant est celle de l'origine de cette plaque de schiste à graptolite. Etant donnée la fragilité de la roche, les fragments schisteux entraînés avec les gros galets de quartzite devaient être rapidement broyés et c'est ce qui explique la grande rareté des débris schisteux dans les alluvions grossières de la Meuse. Cela revient à dire que la plaque de schiste à graptolite trouvée dans ces alluvions ne doit pas provenir de très loin. Le point où elle a été trouvée se situe au confluent de la Meuse et de la Sormonne. En conséquence, elle peut provenir, soit des terrains primaires traversés par la Sormonne, soit de ceux qui sont recoupés par la Meuse, en amont du point de trouvaille. Sur le parcours de la Sormonne en terrains primaires, seul le Massif de Rocroi peut être pris en considération. Sur celui de la Meuse, le seul Massif de Givonne peut avoir fourni cette plaque de schiste, par suite de l'entaille que le fleuve y a creusée en aval de Sedan (fig. 2).

La Sormonne et ses affluents entament la bordure du Massif de Rocroi à l'ouest de Rimogne. La plaque de schiste gris verdâtre, à *Tetragraptus*, recueillie dans les alluvions de la Meuse à Mézières, pourrait donc provenir des schistes devilliens ou réviniens compris dans la portion du massif de Rocroi située entre Rimogne et

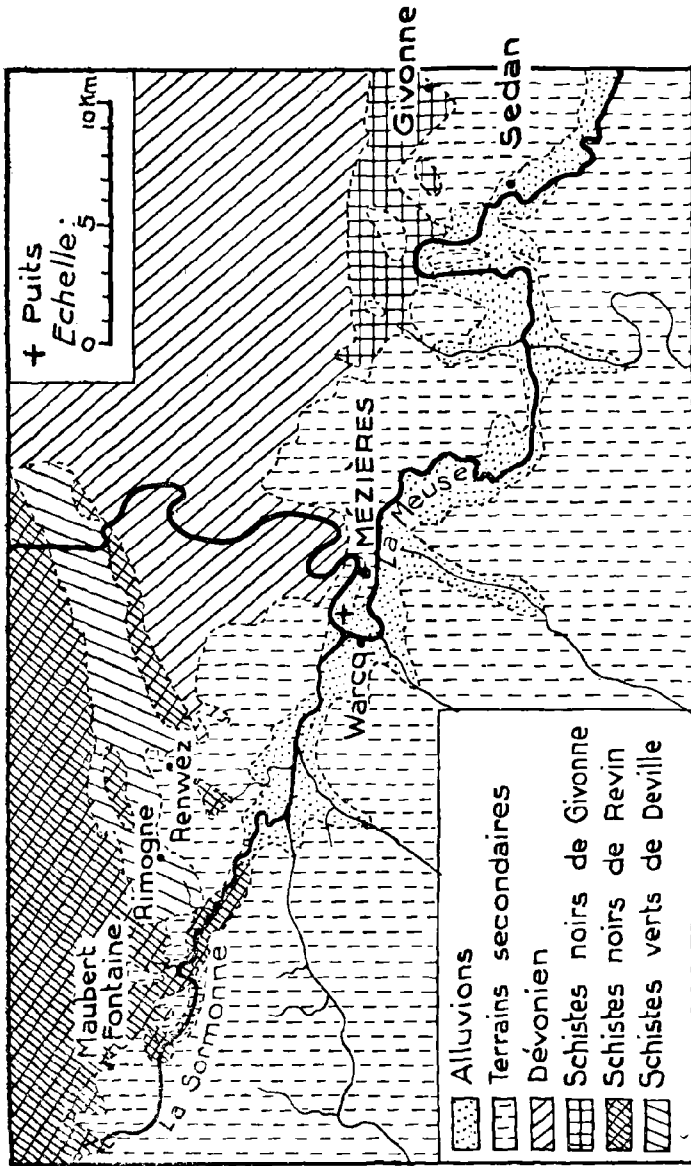


FIG. 2. — Carte géologique avec l'indication du puits où le schiste à *Tetragraptus* a été recueilli et des massifs de schistes primaires d'où l'échantillon pourrait provenir.

Maubert-Fontaine. Dans ce cas, on serait conduit à admettre que cette zone serait d'âge ordovicien inférieur. Cette hypothèse est peu probable et doit être, je pense, abandonnée à cause de la nature du schiste à graptolite. Il s'agit d'un schiste phylladeux et quartzeux, contenant de nombreuses et fines paillettes de muscovite, ainsi que des cristaux de magnétite. Le clivage presque ardoisier est dû à la fréquence des paillettes de muscovite qui se voient à l'œil nu ; en plaque mince, on peut observer l'alignement de ces paillettes ainsi que la fréquence des grains de quartz et la présence de petits cristaux de magnétite. Or, les schistes et ardoises vertes du Devillien sont plus purs, moins quartzeux, mieux colorés en vert et ne présentent pas cet aspect micacé ; quant aux schistes de Revin, ils sont d'un noir plus franc et non micacés.

Au contraire, les phyllades gris noirâtre du massif de Givonne présentent des caractères qui s'accordent beaucoup mieux avec ceux du schiste à graptolite. J. Gosselet (1888, p. 77-78) avait déjà été frappé par la présence des paillettes brillantes dans les schistes de Givonne, de sorte que, à cause des différences qu'il constatait dans les aspects minéralogiques, il préférerait ne pas rattacher cette formation à l'assise des schistes noirs de Revin (Cambrien), comme on le fait habituellement à la suite de Dumont. Il la regardait comme une assise indépendante, mal classée dans la série stratigraphique. P. FOURMARIER (1912) a signalé, dans le massif de Givonne, la présence d'une roche formée essentiellement de mica blanc et à laquelle il a donné le nom de « pseudomicaschiste ». Or, l'échantillon de schiste phylladeux, finement clivable, très chargé de paillettes de mica blanc et pourvu d'une empreinte de *Tetragraptus*, que je viens de recueillir dans les alluvions de la Meuse, correspond tout à fait à ce type spécial de roche désigné sous ce nom de « pseudomicaschiste ». En effet, le massif de Givonne a subi l'influence du métamorphisme régional de l'Ardenne qui lui a apporté

des minéraux secondaires comme la muscovite ; l'examen pétrographique du schiste à *Tetragraptus* a montré qu'il s'agit là aussi d'une roche ayant été atteinte par la même influence. C'est pourquoi il y a de fortes présomptions pour que cette plaque de schiste à graptolite recueillie dans les alluvions de Meuse, à Mézières, provienne de la région de Givonne. Des recherches dans ce massif, en bordure de la Meuse, pourront peut-être transformer ces présomptions en certitude.

S'il en était ainsi, le Massif de Givonne devrait être rapporté à l'Ordovicien inférieur et non plus au Cambrien et surtout plus à l'assise de Jodoigne considérée arbitrairement comme représentant le Cambrien le plus inférieur de l'Ardenne (J.M. Graulich, 1954, p. 36).

BIBLIOGRAPHIE

- ELLES G.L. et WOOD E.M.R., 1902. — A monograph of british Graptolites. *Palaeontogr. Soc.*, Londres.
- FOURMARIER P., 1912. — C.R. Session extraord. des Soc. belges de Géologie. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. 25, p. 363.
- GOSSELET J., 1888. — L'Ardenne. *Mém. Carte Géol. France*, Paris.
- GRAULICH J.M., 1954. — Le Cambrien-Trémadocien, Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Soc. Géol. de Belg.*
- RUEDEMAN R., 1947. — Graptolites of North America. *Geol. Soc. of America*, mém. 19.

Séance du 4 Mars 1959

Présidence de M. R. LEROUX, Président sortant
puis de M. Ch. DELATTRE, nouveau Président

Avant de quitter la présidence, M. R. Leroux remercie les membres du Bureau de la Société pour leur dévouement et invite M. Ch. Delattre à prendre place au siège présidentiel.

M. Ch. Delattre, en prenant possession de ses fonctions présidentielles, prononce le discours suivant :

Mes chers Confrères,

En prenant place aujourd'hui à ce fauteuil présidentiel que je dois à votre bienveillance, je ne puis m'empêcher de songer à la première fois où j'ai pénétré dans cette salle. Certes, je suis très sensible à l'honneur que vous me faites aujourd'hui, mais ma joie et mon émotion étaient sans doute plus grandes encore lorsque, voici 15 ans, mon maître, M.P. PRUVOST, alors Doyen de la Faculté des Sciences de Lille, m'a invité à devenir membre de la Société Géologique du Nord. Cette confiance que m'accordait ce maître si admiré de tous devait décider de ma carrière de Géologue.

Le premier fascicule des annales que je recevais alors en 1945 était, à l'image même de la vie, fait de joie et de tristesse. Joie de renaître après plusieurs années de silence et de contrainte, tristesse causée par la disparition d'un nombre important de membres de la Société et, parmi eux, trois des plus grands noms de la Géologie : Lucien CAYEUX, Paul BERTRAND et Charles BARROIS dont notre Directeur M.P. PRUVOST disait alors qu'il était « l'un des derniers et des plus illustres représentants de ce que les générations à venir considéreront peut-être comme une race de géants ». Combien de fois, lorsque je travaillais en Bretagne, ai-je éprouvé ce sentiment de profonde admiration envers ce grand savant.

Ainsi, c'est imprégné du respect et de l'admiration des anciens, confiant en l'avenir et en l'amitié unissant tous les membres de la Société Géologique du Nord, que j'abordais ma carrière de Géologue et d'Universitaire. J'ai eu alors la chance d'être guidé, et je le suis encore, par des maîtres illustres que je tiens à remercier aujourd'hui. A côté de Monsieur le Professeur PRUVOST, Monsieur DELEPINE qui accueille avec tant de bienveillance tous ceux, et ils sont nombreux, qui sollicitent ses précieux conseils. Il représente, comme le disait, ici même, M. WATERLOT, dans son discours présidentiel, « la

bonne entente qui existe entre nos deux laboratoires de géologie ».

Je pense aussi à M. DUPARQUE que j'aurais tant aimé voir parmi nous aujourd'hui ; il a animé bien des séances de la Société Géologique du Nord à laquelle il a confié ses plus belles découvertes, sources pour nous d'un légitime orgueil.

Ce n'est pas sans appréhension que je m'apprête à succéder aux personnalités qui, après J. GOSSELET, illustre fondateur de la Société Géologique du Nord, assumèrent les fonctions de Président, mais je sais que je puis compter sur votre compréhension. Je sais aussi que de précieux conseillers faciliteront ma tâche. Je ne pourrai, et je le regrette vivement, citer ici tous ceux qui sauront me prodiguer leurs conseils, fruits de leur expérience ; c'est à trois d'entre eux que je dirai ce qu'à chacun j'aurais souhaité exprimer.

Je tiens tout d'abord à remercier M. LEROUX qui durant l'année écoulée a mené nos débats avec une très grande courtoisie et un dévouement digne d'admiration. La Société lui doit beaucoup et son exemple me sera un précieux encouragement.

M. WATERLOT voudra bien, j'en suis sûr, me faire profiter de sa grande expérience dans des domaines très variés, qui lui a valu d'être aujourd'hui Président de la Société Géologique de France.

Enfin, je veux dire toute notre gratitude à M. BOURZOZ dont les qualités d'organisateur jointes à son autorité scientifique sont pour la Société Géologique du Nord un précieux atout.

Je sais aussi que je puis compter sur le dévouement de tous les membres du Bureau et en particulier sur celui de notre secrétaire, mon ami Paul CELET, à qui la Société doit tant déjà.

Deux membres importants vont cette année se retirer de notre bureau. M. CORSIN qui depuis 1951 assumait avec efficacité les fonctions de délégué aux publications, charge particulièrement ingrate dont Ch. BARROIS avait accepté la responsabilité à la fin de sa vie, en suprême témoignage de son attachement à notre société. M. J. POLVÊCHE aura la mission délicate de succéder à M. CORSIN ; je sais que nous pouvons compter sur lui.

M. PUTBARAUD assumait, lui, depuis plusieurs années, la charge de Trésorier. Il se retire aujourd'hui mais nous conservons de son passage dans le bureau de la société un excellent souvenir, tant en raison de son commerce agréable que pour son esprit ordonné qui nous furent d'un grand secours. En M. l'Abbé TIEGHEM, son successeur, nous aurons un spécialiste avisé des questions financières ; il saura, j'en suis persuadé, nous aider à résoudre les problèmes délicats que pose l'équilibre de notre budget.

Mlle LE MAITRE a accepté de faire partie à nouveau de notre bureau où, comme libraire, puis comme Président, elle avait rendu, il y a quelques années, d'incalculables services. Mme DEFRETIN conservera la responsabilité de notre bibliothèque à laquelle elle se dévoue depuis plusieurs années.

Enfin, je suis heureux de remercier aussi M. J. CHALARD qui s'est déjà révélé, l'année dernière, être un libraire efficace et dont le dynamisme sera pour la société une source supplémentaire de vitalité.

Une heureuse tradition veut qu'à un universitaire succède un technicien du sous-sol. C'est ainsi que l'année prochaine M. RICOUR accèdera à la présidence. Je lui souhaite la bienvenue dans le Bureau de la Société Géologique du Nord. Je lui dois un sentiment de confiance en l'avenir de la Société et compte sur lui pour redresser la barque si mon inexpérience risquait de la faire chavirer.

Est élu membre du Conseil :

M. R. Leroux, Président sortant, en remplacement de **M. F. Joly**, dont le mandat est expiré.

M. G. Tieghem, Trésorier, présente le compte rendu financier pour l'année 1958. Le Président le remercie ainsi que **M. G. Puibaraud**, Trésorier sortant.

Sont élus membres de la Société :

E.D.F. Région d'équipement thermique n° 4, 62, B^d Froissard, Valenciennes.

M. B. Leroux, Géologue, 188, route nationale, La Chapelle d'Armentières.

M. J.C. Thibaut, Etudiant, 33, rue Faidherbe, Fâches-Thumesnil.

M. M. Choquet, Etudiant, 127, rue J.B. Defaux, Lezennes.

Il est procédé à l'organisation des **excursions** pour l'année 1959. La liste suivante est arrêtée :

12 Avril : **Tournai** - Calcaire carbonifère, Cénomarien, Turonien, Landénien (F.S.) (1).

19 Avril : **Mons** - Namurien - Crétacé, avec le concours de **M. R. MARLIÈRE**, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons (S.G.).

7 Mai au 10 Mai : **Avesnois - Ardennes** - Cambrien et Dévonien de la vallée de la Meuse - Dinantien de l'Avesnois (F.S.).

18 Mai : **Boulonnais** - Jurassique supérieur - Crétacé - Quaternaire (F.S.).

(1) Excursion de la Société géologique (S.G.) et de la Faculté des Sciences de Lille (F.S.).

24 Mai : **Fourmies** - Réunion extraordinaire de la Société Géologique du Nord, sous la présidence et la direction de M. DELATTRE, Président - Dévonien de la région d'Anor, Fourmies, Trélon (S.G.).

22 Novembre : **Haubourdin** - Crétacé (F.S.).

M. J. Ricour présente la communication suivante :

**Enseignements tirés de l'étude stratigraphique
et paléogéographique du bassin de Paris
à l'époque triasique
par Jean Ricour.**

(Pl. II)

SOMMAIRE. — La paléogéographie du bassin de Paris à l'époque triasique a été décrite antérieurement.

En général, chaque niveau du Trias, y compris les niveaux à « évaporites », apparaît comme transgressif sur celui qui l'a précédé. Le Keuper entre autres est largement transgressif sur le Muschelkalk, et les sels qu'il contient ne peuvent être considérés comme des résidus de « dessèchement » de la mer du Muschelkalk.

D'autre part, tous les niveaux du Trias contiennent, en profondeur, de l'anhydrite et des eaux salées. Il en est de même pour tous les niveaux marins qui n'ont pas été lavés par des circulations d'eau météorique. Ces faits viennent renforcer l'hypothèse pétrogénétique persédimentaire de Nieuwenkamp.

Dans une communication présentée à la Société géologique de France, le 19 janvier dernier (1), j'ai brossé un tableau de la paléogéographie du bassin de Paris à l'époque triasique. J'ai montré qu'entre le massif des Ardennes, au N, et le Morvan, au S, une subsidence, dont les effets se sont fait sentir progressivement de

(1) Cette note, en cours d'impression, a été rédigée grâce aux renseignements recueillis dans des sondages de recherche de pétrole. Je remercie MM. les Directeurs des diverses sociétés d'avoir bien voulu me laisser utiliser ces résultats.

l'E à l'W, a affecté la vieille plate-forme hercynienne. C'est à la faveur de ce mouvement que la mer germanique s'est avancée progressivement vers l'W. C'est de cette transgression qu'est né le bassin de Paris qui, par la suite, a gardé jusqu'à nos jours une individualité géographique et géologique bien tranchée.

Cette étude a apporté des faits assez nouveaux, dans le domaine de la sédimentologie et de la pétrographie des dépôts triasiques.

La transgression triasique. — Les niveaux marins, qui affleurent en Lorraine, passent vers l'W à des niveaux gréseux azoïques qu'il a été jusqu'ici impossible de dater avec précision. Ce sont donc les limites d'extension des faciès de Lorraine qui ont été retenues dans ce travail, sans préjuger de l'étendue possible des niveaux gréseux qui les prolongent vers l'W. Les limites portées sur la figure suggèrent les remarques suivantes :

1) *Grès à Voltzia.* Cette formation est loin d'être cantonnée, malgré sa position assez basse dans la série, à la partie orientale du bassin. Elle est encore reconnaissable au-delà de la zone où disparaissent les faciès calcaires du Muschelkalk supérieur. Cette large extension explique la présence de fossiles marins dans le Grès à Voltzia de la région de Saverne (1), qui était assez éloignée du continent pour que des influences marines franches s'y fissent sentir, quoique les débris végétaux continentaux pussent encore l'atteindre.

2) *Groupe de l'anhydrite.* Les niveaux anhydritiques et salifères du Muschelkalk moyen se retrouvent bien au-delà de la limite du Muschelkalk inférieur à

(1) L. GRAUVOGEL. — Note préliminaire sur la faune du Grès à Voltzia. *C.R. som. S.G.F.*, n° 5, 1947, p. 90.

Découverte de Méduses dans le Grès à Voltzia (Trias inférieur) des Vosges. *C.R. som. S.G.F.*, n° 9, 7 mai 1951, p. 139.

Sur les pontes de Poissons du Grès à Voltzia (Trias inférieur) des Vosges. *C.R. som. S.G.F.*, n° 9, 21 mai 1951, p. 153.

faciès marin. Il est donc difficile de considérer ces faciès à « évaporites » comme des témoins d'une régression de la mer du Muschelkalk inférieur. L'hypothèse d'un « dessèchement » de la mer, invoquée jusqu'ici pour expliquer la superposition des niveaux à « évaporites » à des niveaux marins, ne résiste donc pas à l'analyse paléogéographique du Trias du bassin de Paris. Remarquons d'autre part que les niveaux de sel gemme du Muschelkalk moyen sont cantonnés dans la région de Dieuze, Sarralbe, c'est-à-dire dans une zone assez éloignée du continent au moment du dépôt.

3) *Keuper*. Les 3 termes du Keuper sont largement transgressifs sur le Muschelkalk supérieur marin, puisque le Keuper supérieur se retrouve à plus de 200 km à l'W de la limite d'extension du Muschelkalk supérieur. Le Keuper ne peut donc en aucun cas être considéré comme régressif, et les « évaporites » qu'il contient ne peuvent être regardés comme les résidus de « dessèchement » de la mer du Muschelkalk.

Ainsi s'effondre l'une des données classiques sur la sédimentation des dépôts triasiques. Ces observations renforcent par ailleurs l'hypothèse émise dès 1952 (1) et selon laquelle les niveaux salifères du Trias ne représenteraient pas des produits d'évaporation en climat désertique, mais proviendraient soit de l'eau de mer incluse dans des vases sédimentées sous de fortes épaisseurs, soit encore d'un produit de précipitation directe de sel en milieu marin ou lagunaire largement ouvert vers la mer.

Pétrographie. — En profondeur, l'anhydrite existe à tous les niveaux du Trias, y compris ceux dont les

(1) J. BOURCART et J. RICOUR, Congrès géol. internat, XIX^e session, section XIII, fasc. XIII, 1952, p. 35-58.

J. RICOUR, J. BOURCART et P. LÉVÊQUE. — Répartition et origine des sulfates du Trias rencontrés par les sondages profonds du bassin de Paris. (Extrait des Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences, séance du 24 novembre 1958).

caractères marins sont indubitables, comme le Muschelkalk supérieur. Toutefois l'anhydrite ne se rencontre en bancs épais et fréquents que dans des niveaux bien définis (Keuper supérieur, Keuper inférieur et Muschelkalk moyen) où ce minéral est connu en surface. En dehors de ceux-ci, l'anhydrite se présente sous forme de nodules ou de ciment. Les contours irréguliers et diffus des nodules nous obligent à considérer ces accidents comme contemporains de la diagenèse, contrairement aux filonets à structure fibreuse dont l'origine secondaire est nette. De tels nodules ont été observés dans le Muschelkalk calcaire, dans la Dolomie moellon, dans le Grès à roseaux, dans le Muschelkalk inférieur, etc. L'anhydrite forme également le ciment de certains niveaux gréseux (Grès à roseaux et grès de base du Trias) ainsi que de dolomies oolithiques.

Ces observations, jointes à celles qui ont été effectuées dans d'autres bassins sédimentaires, tendent à démontrer que l'anhydrite se retrouve à tous les niveaux du Trias germanique pour autant que ceux-ci sont rencontrés en-dessous de la zone superficielle où les eaux l'ont dissoute.

Ces observations sont susceptibles d'expliquer un phénomène bien connu des hydrogéologues lorrains, et qui est la teneur croissante en sel dissous des eaux du Trias lorsque les formations s'enfoncent vers le centre du bassin de Paris (1).

La présence de sulfates et de chlorures inclus à l'origine dans tous les sédiments marins est confirmée

(1) L. GUILLAUME et G. MINOUX. — Deux regards nouveaux sur le substratum antétriasique à l'W des Vosges : les forages de Ravenel et de Damblain. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6, p. 525-533, 1954.

M. CLIN, R. LAUGIER et G. MILLOT. — Un profil des Grès vosgiens le long de la vallée de la Meurthe. Bull. Soc. géol. Fr., t. 7, fasc. 7, p. 1015-1024, 1957 (1958).

d'ailleurs chaque jour par les sondages de recherche profonds (2).

Il semble que ce phénomène ait jusqu'ici été insuffisamment pris en considération dans les études pétrogénétiques des roches cristallines. Les pétrographes ont en effet souvent eu tendance à oublier le rôle de l'eau dans la nature. Or l'eau est un minéral très important de par sa mobilité et ses propriétés dissolvantes. Si l'on veut comparer des analyses de roches cristallines et de roches sédimentaires, il est impossible d'utiliser des roches sédimentaires prélevées en surface, car elles sont dans ce cas privées de tous leurs éléments solubles qui ont été enlevés par la percolation des eaux météoriques. Dans les roches cristallines, par contre, les éléments sont beaucoup plus stables et l'action des eaux superficielles est moins sensible. Il semble qu'une part importante des différences enregistrées entre les analyses chimiques de roches cristallines et de roches sédimentaires provienne du fait qui vient d'être signalé. Ces différences seraient probablement très faibles si les roches sédimentaires analysées étaient prélevées en profondeur avec l'eau qui les imbibé.

Il est intéressant de constater que les observations faites par les stratigraphes et les hydrogéologues apportent des éléments nouveaux en faveur de théories pétrogénétiques nouvelles comme l'hypothèse persédimentaire de Nieuwenkamp (1).

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

1) Zone d'affleurement du Trias.

Limites occidentales des faciès du Trias :

2) Trias indifférencié.

(2) P. PRUVOST et E. LEROUX. — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. Soc. géol. du Nord, t. LX, 5 juin 1935, p. 70.

(1) W. NIEUWENKAMP. — Géochimie classique et transformiste. B.S.G.F. (6), VI, 1956, p. 407-429.

- 3) Keuper supérieur.
- 4) Grès à roseaux (Keuper moyen).
- 5) Dolomie moellon (Keuper moyen).
- 6) Sel gemme du Keuper inférieur.
- 7) Muschelkalk supérieur calcaro-dolomitique.
- 8) Muschelkalk moyen à faciès gréseux.
- 9) Muschelkalk moyen à faciès anhydritique.
- 10) Muschelkalk inférieur marin.
- 11) Grès à Voltzia.
- 12) Grès des Vosges.
- 13) Grès d'Annweiler.

Séance du 8 Avril 1959

Présidence de M. Ch. DELATTRE, Président

Deux communications ont été présentées.

MM. Ch. Delattre et G. Waterlot font la communication suivante :

Sur l'âge des formations de Bréhec et Plourivo
par Ch. Delattre et G. Waterlot

(1 fig.)

SOMMAIRE. — Les auteurs retracent rapidement l'histoire géologique du bassin de Bréhec et Plourivo. Ils montrent l'existence de deux formations rouges discordantes l'une sur l'autre et attribuables la première au Westphalien et la seconde au Stéphanien et peut-être à l'Autunien ; la discordance séparant ces formations pouvant être rapportée à la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne.

A la suite de tournées de révision effectuées pour le Service de la Carte géologique de la France en 1957 et 1958, nous avons pu apporter quelques précisions sur l'histoire géologique du Bassin de Bréhec et Plourivo. Nous avons par ailleurs (1959) établi une carte géolo-

gique détaillée qui paraîtra ultérieurement et à laquelle nous renvoyons nos lecteurs. Nous nous attacherons plus spécialement, dans la présente note, à la discussion de l'âge de ces formations rouges et vertes.

I. — HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE BRÉHEC ET PLOURIVO

L'histoire géologique de ce bassin a débuté par le dépôt de *conglomérats, argilolites et grès micacés de Port-Lazo*. Les passages latéraux d'un de ces faciès à l'autre sont ici très fréquents et l'on est amené à les grouper dans le même ensemble.

A ces premiers dépôts, parmi lesquels dominent les argilolites, succède celui des *grès rouges de la Roche-Jagu*.

Ces deux premiers termes de la série locale sont recoupés par des filons et des cheminées de porphyrite. On peut également observer des coulées d'andésite interstratifiées mais c'est après le dépôt du grès rouge que se sont épanchées les coulées andésitiques les plus importantes. Ces épanchements ont dû faire suite à de légers mouvements tectoniques de tassement dont certains sont contemporains du dépôt des argilolites et des grès mais dont les plus importants ont succédé au dépôt des grès rouges. Les coulées débordent vers le sud les premiers sédiments déposés et viennent cacher la limite entre les argilolites de Port-Lazo et les grès rouges de la Roche-Jagu, d'une part, et la limite entre les argilolites de Port-Lazo et les schistes briovériens d'autre part (voir coupe).

C'est le dépôt de grès roses (grès roses de Toul-Lan) qui succède à cette période de déformation et d'activité volcanique. L'un des faits majeurs mis en évidence à la suite de nos levés est le caractère transgressif de ces sédiments. En effet, les grès roses, qui, dans la région de Plouézec, reposent normalement sur les coulées

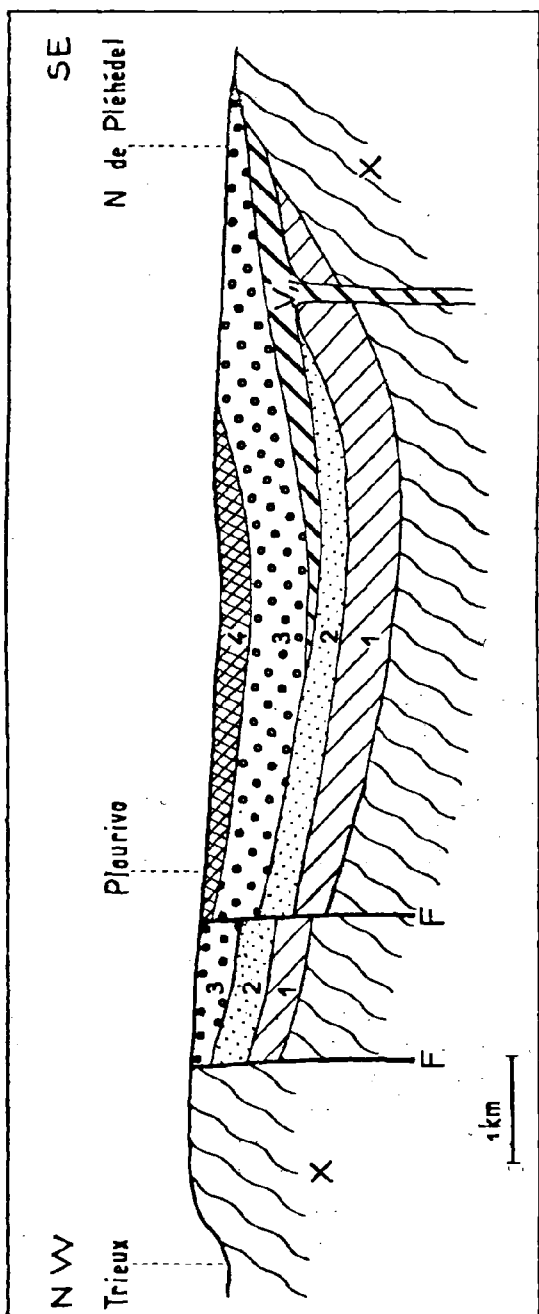


FIG. 1. — Coupe schématique montrant la transgression vers le S des grès roses de Toul-Lan.

4 - argilolites de Plourivo ; 3 - grès rose de Toul-Lan ; 2 - andésite ; 1 - grès rouge de la Roche-Jagu ;
 1 - conglomérats, grès micacés et argilolites de Port-Lazo ; X - schistes briovériens ; F - failles.

d'andésite, débordent vers le sud la limite d'extension des grès rouges, des argilolites, et viennent même, au sud du bassin, reposer directement sur les schistes briovériens (coupe fig. 1). C'est là le résultat d'un enfoncement de la partie méridionale du bassin entraînant un déplacement vers le sud de l'aire de sédimentation. Notons qu'une telle déformation en cours de sédimentation n'est pas rare ; on peut la comparer par exemple à celle mise en évidence par M. P. Pruvost (1947) dans le bassin de St-Etienne où le Stéphanien B (assise de St-Etienne) et le Stéphanien C (assise d'Avaize) sont transgressifs vers le S.

Faisant suite à la transgression des grès roses de Toul Lan vers le Sud, le dépôt des argilolites de Plourivo correspond à une période de calme. La sédimentation est extrêmement régulière avec alternance de petits bancs gréseux et d'argilolites gris vert.

Après ce dépôt, se produit une série d'effondrements par failles dirigées NE-SW, déterminant la formation de compartiments décalés de plus en plus vers le NE (sauf le second) lorsque l'on se déplace de l'ouest vers l'est du bassin.

Enfin, postérieurement à la formation de ces failles, se produit la grande faille du Trégorrois au sud de laquelle le bassin de Plourivo se trouvera désormais affaissé.

II. — AGE DES DÉPÔTS DE BRÉHEC ET PLOURIVO

On ne peut qu'admettre l'existence de deux séries légèrement discordantes l'une sur l'autre, ces deux séries étant équivalentes à celles d'Erquy et du Fréhel. Le grès rose de Toul-Lan paraît bien, en effet, être l'homologue du grès du Fréhel alors que le grès rouge de la Roche-Jagu serait, lui, l'équivalent du grès d'Erquy.

Quant à l'âge de ces terrains et à celui des déformations orogéniques qu'ils ont subies, ils se trouvent

limités par plusieurs observations. Tout d'abord, la limite d'âge inférieure des formations de Bréhec et Plourivo est fournie par la présence, dans les conglomérats de base, de rares galets de granites namuriens ; cette limite ne peut donc être que Carbonifère moyen.

La limite supérieure est fixée, elle, par la présence de la faille du Trégorrois qui a cisailé le bord nord du bassin et qui n'est pas attribuable à une phase plus récente que la phase palatine de l'orogénèse hercynienne. Autrement dit, l'âge des formations de Bréhec et Plourivo est compris entre Westphalien et Saxonien.

Quant à la discordance du grès rose de Toul-Lan sur le grès rouge de la Roche-Jagu, elle ne peut être rapportée qu'à la phase saalienne ou à la phase asturienne.

On a fait déjà remarquer (P. Pruvost et G. Waterlot 1936, p. 183 ; Ch. Delattre, 1952) que, d'après A. Bigot, les grès feldspathiques de la Lande de Lessay dans le Cotentin, sont les équivalents de ceux du Fréhel et par conséquent de ceux de Toul-Lan. Or, ces grès supportent (sondages de Port-Ribet et de Mesnil Verneron) le terrain houiller stéphanien et l'Autunien fossilifère (A. Bigot et P. Pruvost 1925). Ceci conduit à admettre, pour les grès de la Lande Lessay et par conséquent pour ceux du Fréhel et de Toul-Lan, un âge au moins stéphanien inférieur.

Pour harmoniser toutes ces observations, nous sommes amenés à retenir l'hypothèse suivante :

1° les argilolites de Port-Lazo et le grès rouge de la Roche-Jagu (= Grès d'Erquy) seraient d'âge *westphalien* ;

2° la légère discordance existant entre les grès rouges de la Roche-Jagu (= Grès d'Erquy) et le grès feldspathique rose de Toul-Lan (= grès du Fréhel = grès de la Lande de Lessay) serait à rattacher à la phase

asturienne de l'orogénèse hercynienne. Les épanchements andésitiques dateraient également de cette époque ;

3° le grès feldspathique rose de Toul-Lan serait attribuable au Stéphanien. La transgression de ce grès rose de Toul-Lan (= grès du Fréhel) sur le grès rouge de la Roche-Jagu (= grès d'Erquy) serait comparable à celle des couches d'Ottweiler sur celles de Sarrebrück dans le bassin sarro-lorrain (P. Pruvost 1935) ;

4° les argilolites de Plourivo seraient les homologues du terrain houiller stéphanien de la Manche et peut-être aussi de l'Autunien ;

5° la faille du Trégorrois dépendrait alors des mouvements saaliens ; à moins que l'on attribue à cette phase les failles de tassement, dirigées du NE au SW, et affectant le bassin de Plourivo, auquel cas, la grande faille du Trégorrois pourrait alors relever de la phase palatine.

Nous ne retenons pas cette hypothèse comme définitive tant que nous n'aurons pas observé de fossiles dans ces formations, mais c'est, répétons-le, la seule, dans l'état actuel de nos connaissances, qui semble s'accorder avec toutes les observations recueillies jusqu'à ce jour.

BIBLIOGRAPHIE

- PIGOT A. et PRUVOST P. (1925). — Contribution à l'étude du Houiller et du Permien du Cotentin. *Bull. Soc. Linnéenne de Normandie*, 7^e série, t. 8, p. 30-35.
- DELAITRE Ch. (1952). — Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. *Mém. Carte Géol. France*.
- DELAITRE Ch. et WATERLOT G. (1959). — Les formations rouges et vertes de Bréhec et Plourivo. *Bull. Carte Géol. France. C.R. Coll. pour 1958* (à l'impression).
- PRUVOST P. (1935). — Le Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. *Etude des Gîtes minéraux de la France*, 3^e partie, description géologique.
- PRUVOST P. et WATERLOT G. (1936). — Observations sur les grès d'Erquy et du Cap Fréhel. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXI, p. 155-156.
- PRUVOST P. (1947). — Le Stéphanien du bassin houiller de la Loire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVII, p. 279-295.

M. A. Delcourt présente la communication suivante :

Spores, grains de pollen, Hystrichosphères et Péri diniens
dans le **Wealdien de Féron-Glageon**

par **A. Delcourt et G. Sprumont**

(Pl. III à VII)

SOMMAIRE. — L'examen microscopique, après attaque chimique, d'un échantillon d'argile provenant du Wealdien de Féron-Glageon, a fourni une flore microscopique conservée à l'état de matière organique, dans laquelle de nombreux grains de pollen et des spores sont associées à des Hystrichosphères et à quelques Péri diniens. On retrouve beaucoup d'espèces morphologiques connues. Trois espèces nouvelles sont décrites : *Appendicisporites ethmos*, *Trilobosporites humilis* et *Cingulatisporites levitriangulatus*.

Des comparaisons sont établies avec les microflores décrites dans des formations de même âge et avec la macroflore de Féron-Glageon, bien connue grâce aux remarquables travaux d'A. Carpentier.

Suite à la récente publication de plusieurs travaux de micropaléontologie végétale relatifs au Jurassique et au Crétacé, il nous a paru intéressant de reprendre l'étude d'une couche wealdienne de Féron-Glageon, dont nous avons déjà signalé la curieuse microflore. Nous avons compté 518 microfossiles déterminables, dont nous donnons la liste ci-dessous. Les Hystrichosphères et Péri diniens constituent 14 % du total, les spores 34 % et les grains de pollen 52 %. Cette microflore peut aisément être comparée avec celles qui viennent d'être décrites du Jurassique et du Wealdien anglais et français par R. Couper, N. Hughes et J. Lantz, et avec d'autres microflores du Jurassique.

Pour les spores et grains de pollen, nous suivons généralement la classification de R. Potonié (1956 et 1958).

I. — Hystrichosphères (1)

A) Famille des HYSTRICHOSPHERIDAE O. WETZEL
1933, emend. DEFLANDRE 1937.

1° *HYSTRICHOSPHERIDIUM* DEFLANDRE 1937.

- 1) *H. tubiferum* (Ehr.) DEFLANDRE 1934
(21 exemplaires).
- 2) *H. pulcherrimum* DEFL. et COOKS. 1954
(4 exemplaires).
- 3) *H. ramuliferum* DEFL. 1937 (7 exemplaires).
- 4) *H. cf. vestitum* DEFL. 1938 (11 exemplaires).
- 5) *H. cf. huguonioti* VALENSI 1955 (11 exemplaires).
- 6) *H. fimbriatum* (WHITE) DEFL. 1946
(5 exemplaires).

= *Xanthidium fimbriatum* WHITE 1842.

Microfossile globuleux, sphérique ou ellipsoïdal, complètement recouvert de très nombreux processus, tous également courts, se terminant par des fourches qui se touchent et donnent ainsi l'apparence d'une continuité (voir fig. 7).

Diamètre sans les appendices : 26-77 μ . Appendices longs de 3 à 4 μ .

C'est un microfossile du Crétacé inférieur d'Europe et d'Australie (Deflandre et Cookson, 1955, p. 273).

2° *HYSTRICHOSPHERA* O. WETZ., 1933, emend.
DEFL., 1937.

- 1) *H. furcata* (EHR.) O. WETZ., 1933
(4 exemplaires).
- 2) *Hystrichosphaera* sp. (voir fig. 11)
(1 exemplaire).

(1) Delcourt et Sprumont 1957 b, pp. 58-61 et pl. 1, pl. 2, fig. 7, 11 B et 12, pl. 3, fig. 13.

3° *MICHRYSTRIDIUM* DEFL., 1937.

1) *M. fragile* DEFL., 1947 (2 exemplaires).

B) Famille des PTEROSPERMIDAE EISENACK, 1954.

1) Cf. *Pterospermopsis australiensis* DEFL. et COOKS., 1954 (2 exemplaires).

II. — Périдиниens

1) *Palaeoperidinium* sp. (voir Delcourt et Sprumont, 1957 b, fig. 8) (3 exemplaires).

2) *Palaeoperidinium* sp. (voir fig. 22).

III. — Spores

A) *TRILETES* REINSCH. (1881)
emend. POT. et KREMP, 1954.

L'axe polaire est axe de symétrie ternaire. Marque de déhiscence sur la face proximale, en forme d'Y à branches égales ou à peu près. Quelquefois, la marque de déhiscence n'est pas visible, mais on peut reconnaître qu'il s'agit d'un Triletes à la forme plus ou moins triangulaire arrondie du contour équatorial et à l'arrangement architectonique rappelant l'origine tétraédrique de la spore.

Dans le plan équatorial, la spore ne porte pas de couronne (= corona) plus ou moins frangée, ni d'oreillettes (= auriculac : épaissements aux 3 sommets, qui font saillie en dehors du contour), ni de ceinture (= cingulum : épaissement s'étendant à tout le pourtour et augmentant un peu le diamètre équatorial), ni de zone (= zona : ourlet plus ou moins membraneux et large), ni de sacs.

Chez les *Triletes* de Féron-Glageon, il n'y a jamais de goulot (= gula) conique formé par le prolongement des « tecta » aux environs de l'apex et portant la marque

de déhiscence ; nos spores rentrent donc dans la sub-
turma *Azonotriletes* LUBER 1955 (cf. Potonié et Kremp,
1955 ; Potonié, 1956).

Comme chez les autres *Azonotriletes*, l'axe polaire
est plus court ou à peu près aussi long que l'axe équa-
torial et l'ornementation n'est jamais étroitement local-
isée (elle peut subir des changements de taille locaux,
notamment une réduction plus ou moins marquée dans
les aires où les spores se touchaient au sein de la cellule
mère, les Kontaktareen).

1° **Laevigati** (BENNIE et KIDSTON 1886) POT. et KREMP
1954.

Azonotriletes sans goulot, c'est-à-dire sans exerois-
sance conique (ou trilobée), représentant une transfor-
mation des « tecta ». Exine lisse, ponctuée, intragranulée,
intra-réticulée ou granulée. Les aires de contact dans la
cellule mère sont toutes trois de même taille.

a) *Contour équatorial triangulaire avec côtés plus ou
moins rectilignes ou plus ou moins concaves. Pas
de vestiges des arcs de cercle qui limitaient vers
l'extérieur les aires de contact dans la tétrade
(= Curvaturae).*

1) *Deltoidospora hallii* MINER 1935, p. 618 et pl. 24,
fig. 7 (7 exemplaires).

Diagnose : Contour équatorial triangulaire à sommets
bien arrondis et côtés rectilignes (à très peu de chose
près). Hauteur du triangle : 20-39 μ . Exine lisse. Bran-
ches de la marque trilète atteignant au moins les $\frac{2}{3}$
du rayon équatorial (fig. 2). Extension stratigraphique :
base du Corallien de Grande-Bretagne (J. Lantz, 1958 a),
Crétacé du Montana (couches de Kootenai). Appartenance
botanique probable : Gleichéniacées.

2) *Deltoidospora* sp. (2 exemplaires).

Spore triangulaire à côtés rectilignes, intrapunctuée.

2 exemplaires : un de 48, l'autre de 56 μ .

3) *Cyathidites australis* COUPER 1953, p. 27 et pl. 2, fig. 11-12 (11 exemplaires).

Description : cf. Couper, 1953 ; Delcourt et Sprumont, 1955, p. 27-28.

R. Couper (1958) a signalé cette spore dans le Jurassique et le Crétacé de Grande-Bretagne. J. Lantz l'a trouvée dans le Jurassique et le Wealdien du Dorset (1958 a).

4) *Cyathidites minor* COUPER 1953, p. 28 et pl. 2, fig. 13 (5 exemplaires).

Comme *C. australis*, mais beaucoup plus petite (voir fig. 26).

Occurrence : Jurassique - Crétacé inférieur (Grande-Bretagne, Nouvelle-Zélande). Appartenance botanique probable : Cyathéacées, Dicksoniacées.

Remarque. — T. Nilsson (1958, p. 30) fait rentrer *Deltoidospora* et *Cyathidites* dans le genre *Leiotriletes* (Naum.) POT. et KR. Les géotypes nous paraissent morphographiquement bien distincts, et leur occurrence stratigraphique (1) diffère considérablement. Par conséquent, nous continuons à les regarder (avec R. Potonié, 1956, p. 13) comme trois genres différents.

5) *Gleichenioidites senonicus* ROSS 1949, p. 31 et pl. 1, fig. 3 (47 exemplaires).

Cf. Ross, 1949 ; Delcourt et Sprumont, 1955, p. 26-29.

R. Couper (1958) a trouvé cette spore en Grande-

(1) *Leiotriletes* est un genre du Primaire. Cependant, T.M. Harris attribue à *Leiotriletes* des spores du Rhéto-Lias du pays de Galles, Sah agit de même pour des spores jurassiques des Indes et N. Bolchovitina pour des spores du Jurassique et du Crétacé russes.... Ou encore W. Krutzsch (1957, p. 514 et tab. 2) connaît, dès le Crétacé inférieur (en Europe centrale), « des formes adriennoides du genre de formes *Leiotriletes* ».

Bretagne, depuis le Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur (voir fig. 5 et 37).

6) *Gleicheniidites feronensis* DELC. et SPRUM., *nov. comb.* (13 exemplaires).

= *Triremisporites feronensis* DELC. et SPRUM. 1957 b, p. 61-63 et fig. 9, 14-15, 23-25.

Un examen approfondi de cette espèce nous a convaincus qu'il est possible de la faire entrer dans le genre *Gleicheniidites* ROSS, à condition de modifier légèrement la diagnose que nous en avons proposée en 1955 (p. 26).

Gleicheniidites (ROSS 1949) DELC. et SPRUM. 1955, *emend.* 1959.

Nouvelle diagnose : Spore tétraédrique trilète. En vue polaire, le contour équatorial est triangulaire avec coins en forme d'ogive à sommet plus ou moins arrondi. Côtés rectilignes ou légèrement incurvés vers l'intérieur ou vers l'extérieur, ou encore portant dans leur partie centrale un prolongement trapézoïdal. Le contour n'est jamais concavissime. Jamais de bourrelet arrondi (Kyr-tome). Branches de la marque trilète jusqu'aux sommets des ogives, ou à peu près (voir fig. 12).

G. feronensis se distingue de *G. senonicus* par la présence normale, au milieu des côtés, de prolongements trapézoïdaux et par une taille généralement plus grande (35-70 μ).

Gleichenia angulata NAUM. semble voisin (cf. Bolchovitina, 1953, p. 53 et pl. 7, fig. 19-22 et pl. 8, fig. 1-3).

7) *Gleicheniidites umbonatus* BOLCHOVITINA 1953, *nov. comb.* (3 exemplaires).

= *Gleichenia umbonata* BOLCHOVITINA 1953, p. 53-54 et pl. 8, fig. 4-7.

- 8) *Concavisporites* sp. (2 exemplaires).

Cf. DELCOURT et SPRUMONT 1955, p. 22 sq.

- 9) *Triplanosporites sinuosus* PF. (in Thomson et Pflug 1953, p. 58 et pl. 3, fig. 7) (5 exemplaires).

— *Inaperturato-pollenites sinuosus* PF. 1952 (voir Delcourt et Sprumont, 1955, p. 45, fig. 31).

- 10) *Matonisporites equiexinus* COUPER 1958, p. 140 et pl. 20, fig. 13-14) (4 exemplaires).

Branches de la marque trilète atteignant le contour équatorial triangulaire, portées au milieu d'une étroite bande de l'exospore, soulevée par rapport à la surface générale : il y a de chaque côté de ces branches une zone de transition bien distincte. Exospore sans ornementation ou avec de petits puits ou de petites élévations ne dépassant pas 1μ . L'exospore n'est jamais fortement épaissie aux sommets (épaisseur : $1-3,5\mu$).

Diamètre équatorial : $40-70\mu$ (voir fig. 8).

Occurrence : Cette spore a été décrite par R. Couper (1958) et par J. Lantz (1958 a) du Jurassique et du Crétacé inférieur anglais.

Affinités botaniques probables : R. Couper la rapproche de quelques Matoniacées.

- b) *Contour équatorial arrondi (subtriangulaire à circulaire). Pas de Curvatura.*

- 1) *Psilatrilletes pileolus* (DELCO. et SPRUM.) POT. 1956, emend. (4 exemplaires).

Holotype : Prép. β 29,5-102,1 (Delc. et Sprum. 1955, p. 30 et pl. 2, fig. 5).

En 1955, nous notions à propos de cette espèce qu'elle était encore « à étudier ». Depuis lors, nous en avons trouvé une série de spécimens dans des échantillons de diverses provenances, et nous croyons qu'il y a lieu de réunir *Punctatisporites pileolus* et *P. nidusus* en une

seule espèce, et de l'appeler suivant R. Potonié 1956, p. 18 : *Psilatriletes pileolus*.

Nouvelle diagnose : La marque de déhiscence atteint le contour équatorial ou à peu près ; elle peut être peu visible. Spore arrondie ou ovale, en forme de calotte plus ou moins allongée, lisse, chagrinée ou intragranulée, parfois microréticulée (voir fig. 15).

Diamètre équatorial : 30-67 μ .

2) *Sphagnumsporites* sp. (fig. 38) (1 exemplaire).

c) *Spores portant encore, au moins partiellement, les arcs de cercle qui limitaient les aires de contact dans la tétrade (Curvaturae)*.

Une des spores étudiées (fig. 9) semble entrer dans ce groupe. Voir *Trachytriletes ancoraeformis* BOLCHOVITINA 1953 (1 exemplaire).

(Comme l'a noté R. Potonié, 1958, p. 16, le nom de genre, *Trachytriletes* Naum., est mal employé et ne peut pas être maintenu ici).

2° **Apiculati** (BENNIE et KIDSTON 1886) R. Pot. 1956, p. 25.

Azonotriletes avec une ornementation plus ou moins importante par grains, verrues, cônes, épines, bâtonnets, poils.

Les éléments ornementaux ne sont pas disposés en rangées ni en réseaux. Ils ne sont pas non plus localisés sur une région de l'exospore ; par exemple, ils ne sont ni limités à l'équateur et aux tecta, ni particulièrement développés dans ces régions ; ils peuvent cependant être réduits ou absents dans la Kontaktarea.

a) *Ornementation par grains ou granules*.

1) *Trachysporites fuscus* NILSSON, 1958, p. 38 et pl. 2, fig. 1 (4 exemplaires).

Diamètre équatorial : 40-45 μ . Spore triangulaire à côtés un peu concaves et sommets arrondis.

Marque trilète atteignant l'équateur, à lèvres dépourvues d'épaississement particulier. Exospore formée de 2 couches, souvent difficiles à distinguer, épaisse (environ $1,5 \mu$ sans l'ornementation). L'ornementation consiste en granules, hauts d'environ 1μ , serrés les uns contre les autres. Parfois quelques-uns de ces granules forment des bandes courtes et irrégulières, mais jamais celles-ci ne donnent l'image d'un réseau fermé.

Cette espèce a été décrite par T. Nilsson, en se basant sur un exemplaire du Lias de Scanie.

b) *Ornementation par poils ou épines.*

1) *Pilosisporites* sp. (cf. *brevipapillosus* COUPER 1958)
(3 exemplaires).

2) *Sphaerina* MALAWKINA 1949, emend. (fig. 24)
(1 exemplaire).

Génotype : *Sphaerina spinellata* MALAW. 1953, p. 120
et pl. 1, f. 3, Prép. 8 n° 1.

En vue polaire, spore arrondie ou ovale. Branches de la marque trilète égales au rayon de la spore. Spore couverte d'épines.

Affinités botaniques probables : *Todea barbara* (L.)
MOORE.

Extension stratigraphique : Mésozoïque inf. du
Préoural.

3° **Murornati** POT. et KREMP 1954.

Azonotriletes dont l'exospore porte des murs plus ou moins longs, des stries, des crêtes ou des lignes de hauteurs. Les éléments ornementaux peuvent être assez irréguliers, se ramifier, être disposés plus ou moins parallèlement les uns aux autres, ou constituer un réseau plus ou moins parfait.

a) *Crêtes disposées irrégulièrement et ne donnant pas l'image d'un réseau.*

- 1) *Lygodioisporites solidus* R. Pot. 1951 (13 exemplaires).

Voir Delecourt et Sprumont, 1955, p. 33 et fig. 13.

- 2) *Lygodioisporites cerniidites* Ross 1949, n. comb. (4 exemplaires).

= *Lycopodium cerniidites* Ross 1949.

= *Lycopodiumsporites cerniidites* (Ross) DELC. et SPRUM. in Pot. 1956.

Spore trilète. Branches de la marque trilète atteignant à peu près l'équateur, accompagnées d'une marge bien distincte. Contour équatorial triangulaire arrondi. Surface proximale aplatie. Surface distale fortement bombée. Surface proximale sans ornementation. Surface distale ornée de crêtes basses, larges de 1,5 à 2,5 μ et dépassant parfois d'1 μ le contour général. Epaisseur de l'exospore: 2 à 3,5 μ , généralement un peu plus forte sur les côtés qu'aux sommets (voir fig. 23).

Diamètre équatorial : 30-53 μ .

En 1955, nous avons suggéré de placer cette spore dans le genre *Lycopodiumsporites*. R. Potonié (1956) et R. Couper (1958) ont suivi cet avis. Nous avons modifié notre opinion, parce que cette spore ne porte pas de véritable réseau et se place donc mieux dans le genre *Lygodioisporites*.

Occurrence : Jurassique à Crétacé (Suède, Grande-Bretagne).

Appartenance botanique probable : Lycopodiacées ou Sélaginelles (cf. B. Lundblad, 1950).

- b) *Murs déterminant un réseau parfait ou à peu près.*

- 1) *Foveotriletes* sp., 25 μ , fig. 18 (2 exemplaires) (voir R. Potonié 1956, p. 43).

- 2) *Lycopodiumsporites* cf. *austroclavutidites* (COOKSON) R. Pot. 1956 (20 exemplaires).

Voir Delcourt et Sprumont, 1957 b, p. 63 et fig. 11 et 27. Cookson et Dettmann (1958, p. 105) trouvent communément *L. austroclavatidites* en Australie, dans les dépôts du Mésozoïque supérieur. Elles publient (pl. 15, fig. 12) une nouvelle photographie de l'holotype. Les *Lycopodiumsporites* de Féron-Glageon sont très voisins, sinon identiques. Le diamètre équatorial (sans les murs) peut descendre jusqu'à 25μ , à Féron. Les plus petits *Lycopodiumsporites* de Féron sont identiques à *L. austroclavatidites tenuis* (BALME 1957), *nov. comb.*, du Crétacé inférieur (?) australien.

c) *Stries qui ne sont pas disposées en réseau, mais courent parallèlement l'une à l'autre.*

1) *Cicatricosporites hallei* DELC. et SPRUM.
(3 exemplaires).

Cf. Delcourt et Sprumont 1955, p. 17-19, fig. 1 et pl. 1, fig. 1.

2) *C. dorogensis* POT. et GELL. (6 exemplaires).

Cf. *ibid.*, p. 21-22, et *id.*, 1957 b, fig. 18.

R. Couper a trouvé *C. dorogensis* en Grande-Bretagne, du Purbeckien à l'Aptien (1958, p. 136).

4° **Perinotriliti** ERDTMAN 1947.

Spores trilètes munies d'une périspore.

Perotrilitis sp. (Couper 1953) (3 exemplaires).

Diagnose du genre d'après Couper : Spore trilète, triangulaire à sphérique, enveloppée d'une périspore bien distincte. La spore et la périspore peuvent être lisses ou ornementées. Sans la périspore, les dimensions sont inférieures à 200μ .

B) **ZONALES** (BENNIE et KIDSTON 1886)
emend. POT et KREMP 1954.

Spores à marque germinale en Y, dont l'équateur

est pourvu d'un bourrelet, d'une ceinture, d'une zone, d'une couronne, d'oreillettes, d'appendices ou d'élatères.

Les spores couvertes d'un réseau à grandes mailles montrent souvent, en coupe optique, un équateur accompagné d'épaississements qui représentent la hauteur des murs : elles n'entrent pas dans les Zonales mais dans les Murornati (cf. supra A-3°).

Les spores dont les tecta montrent une forte villosité sont exclues de ce groupe, même si elles portent en outre une ceinture, une zone ou des oreillettes.

1° **Auritotrilletes** POT. et KR. 1954.

Spores munies de valves (valvae : coussinets plus ou moins épais) ou d'oreillettes triangulaires (auriculae) ou d'appendices allongés, rubanés ou vermiformes (appendices), ou d'élatères.

Les formes qui portent en outre une ceinture bien développée, ou une large zone, ou des tecta chevelus, sont exclues de ce groupe.

a) *Appendicisporites* WEYLAND et KRIEGER 1953.

Cf. Delcourt et Sprumont, 1955, p. 39.

1) *Appendicisporites tricornitatus* WEYLAND et GREIFELD 1953 (5 exemplaires).

Cf. Delcourt et Sprumont, 1955, p. 40 et pl. 4, fig. 3.

J. Lantz, N. Hughes et R. Couper ont trouvé cette spore en Grande-Bretagne, du Wealdien à l'Aptien, et dans le Purbeckien de l'île d'Oléron.

2) *Appendicisporites ethmos* n. sp. (fig. 19)

(2 exemplaires).

Holotype : Préparation F₁ 32,6-102,6.

Paratype : Préparation F₁ 42,8-96,9.

Spore trilète. Contour équatorial triangulaire arrondi. Surface couverte de bandes de 1 à 2,5 μ de largeur,

espacées de moins d'1 μ . Ces bandes sont constituées par un épaissement souvent interrompu : les zones où l'épaissement manque apparaissent en plages claires, qui n'occupent généralement pas toute la largeur de la bande. Les appendices sont les lieux de convergence des bandes : ils mesurent environ 7 μ de longueur.

La hauteur de la spore, appendice compris, est de 41 à 50 μ .

b) *Trilobosporites* (PANT 1954) ex POTONIÉ 1956.

R. Potonié (p. 55) a estimé que *Concavisporites hannonicus* et *Lygodioisporites bernissartensis* (DELCOURT et SPRUMONT, 1955) doivent être considérés comme deux espèces du genre de formes *Trilobosporites*. Le génotype est *T. hannonicus*.

Cette manière de voir a été adoptée par N. Hughes, R. Couper, J. Lantz, Cookson et Dettmann. Le genre de formes *Trilobosporites* comporte actuellement 4 espèces, compte tenu de celles créées en 1958 par Cookson et Dettmann et par R. Couper. A vrai dire, il nous paraît hétérogène. Nous le considérons comme un genre d'attente qu'il faudra scinder à l'avenir.

D'autre part, on ne voit pas clairement comment ce genre se différencie de *Triquitrites* (WILSON et COE) Pot. et Kr. 1954. Il y a grand intérêt à maintenir les deux genres distincts, car *Triquitrites* est un genre du Primaire et *Trilobosporites* ne se rencontre que dans le Crétacé, mais il reste à mettre en évidence les différences morphologiques entre les deux formes.

1) *T. apiverrucatus* COUPER 1958 (3 exemplaires).

Cf. Couper 1958, p. 142 (Wealdien anglais).

Diagnose d'après R. Couper : Spore trilète. Les branches de la marque en Y atteignent au moins les 2/3 et tout au plus les 3/4 du rayon équatorial. Contour équatorial triangulaire à côtés concaves. Surface distale convexe ; surface proximale plutôt aplatie. Les 2 régions

polaires sont ordinairement ornées de granules peu élevés ou de verrues (jusqu'à $2,5\mu$), mais sur quelques spécimens cette ornementation est très réduite. Dans les 3 régions des sommets, la sculpture consiste en verrues de 5 à 6μ de diamètre. Cf. fig. 32.

Épaisseur de l'exine : environ 2μ , mais pouvant atteindre 3μ aux sommets.

Diamètre équatorial : $60-100\mu$.

Affinités botaniques possibles : Dicksoniacées.

2) *T. humilis* n. sp. (3 exemplaires).

Holotype : Prép. F₈ 53,4-104 (30μ de hauteur).

Le contour équatorial est triangulaire, avec côtés rectilignes et sommets arrondis. Toute la spore est couverte de verrues basses. Celles-ci sont grosses et de forme très irrégulière au milieu de la face distale, elles deviennent beaucoup plus petites et régulières à proximité de l'équateur.

Les sommets portent des valves (cf. p. 42).

La marque trilète n'atteint pas tout à fait le contour équatorial. Elle est accompagnée d'une zone d'épaississement (voir fig. 6). Hauteur du triangle : $30-45\mu$.

Cette spore est très voisine de *T. apiverrucatus*. Elle s'en distingue cependant par la forme du contour équatorial, une taille plus petite et des valves mieux marquées.

Elle se distingue de *T. bernissartensis* par des verrues beaucoup plus petites et régulières le long du contour équatorial, par une taille plus petite et par des valves moins développées.

2° **Zonotriletes** WALTZ 1935.

Spores trilètes avec ceinture, épaississement, zone ou couronne, y compris les spores qui portent en outre des oreillettes.

1) *Cingulatisporites levitriangulatus*, n. sp.

(3 exemplaires).

Holotype : Prép. F₉ 37,4-96,7 (cf. fig. 11 D dans Delcourt et Sprumont, 1957 b).

Diagnose : Contour équatorial triangulaire. La ceinture a une largeur de $2\ \mu$ environ, elle est comprise entre des lamelles épaisses de l'exospore ($2\ \mu$ environ). La marque de déhiscence atteint le contour équatorial. Spore à surface tout à fait lisse.

Hauteur de la spore : 45-50 μ .

Cette spore se distingue de *C. granospeciosus* par son contour triangulaire très peu arrondi, l'étroitesse de sa ceinture et l'absence complète d'ornementation.

C) *MONOLETES* IBRAHIM 1933

= *Monoradiatosporites* PFLUG 1952

Cf. Delcourt et Sprumont 1955, p. 46

Schizaeoisporites cretaciuss (KRUTZSCH) POT. 1956
(1 exemplaire).

= *Cicatricosisporites pseudodorogensis* (POT.) WEY-
LAND et GREIFELD 1953.

= *Cicatricoso cretaciuss* KRUTZSCH 1954.

Ornementation par stries parallèles. Un ensemble de 5 stries, avec les intervalles compris entre elles, mesure $15\ \mu$ de largeur. Chaque strie a plus d' $1\ \mu$ de largeur (cf. fig. 28).

Cette spore est connue dans le Sénonien inférieur allemand.

IV. — Grains de pollen

A) *SACCITES* ERDTMAN 1947

= *Saccata Naumova* 1937

Cf. Delcourt et Sprumont, 1955, p. 50

1° **Disaccites** COOKSON 1947.

Grains de pollen à 2 sacs. Une marque de déhiscence trilète peut être visible.

a) *Disaccitrileti* LESCHIK, 1955, p. 53.

Grains de pollen à 2 sacs et une marque trilète, parfois très peu apparente.

Vitreisporites pallidus (REISSINGER) NILSSON 1958
(9 exemplaires).

= *Pityosporites pallidus* REISSINGER 1938.

= *Pityopollenites pallidus* REISSINGER 1950, p. 109
et pl. 15, fig. 1-5.

= *Caytonia oncodes* (HARRIS) BOLCHOVITINA 1953,
p. 72-73 et pl. 11, fig. 1.

= *Caytonipollenites pallidus* COOPER 1958, p. 150
et pl. 26, fig. 7-8.

Diagnose : Grand axe du corps : 9-18 μ . Petit axe :
8-15 μ .

Dimensions des sacs suivant le grand axe du corps :
10-17 μ ; suivant le petit axe : 10-18 μ .

Longueur totale : 22-40 μ .

Le corps du pollen est largement ovale. Le grain de pollen, y compris les sacs, a en vue polaire presque la même largeur sur toute la longueur ; il est limité par deux lignes parallèles à peu près droites, mais les sacs peuvent cependant faire légèrement saillie. Les extrémités sont arrondies. Aux endroits où les sacs se soudent au corps, il y a un bourrelet falciforme, large de 2 à 4 μ . Sur la face distale, entre les 2 bourrelets, se trouve une aire large de 3 à 6 μ où l'exine est habituellement déchirée (que T. Nilsson interprète comme la face porteuse de la marque trilète). L'exine a environ 0,5 μ d'épaisseur ; elle est scabre (cf. fig. 3).

Ce grain de pollen est connu du Permien au Turonien (Allemagne, Grande-Bretagne, Suède, Australie, URSS).
Appartenance botanique probable : Caytoniales.

b) *Pinosacciti* (ERDTMAN 1945) emend. POT. 1958, p. 60.
Disaccites sans marque germinale ni stries.

1) *Alisporites* sp. (5 exemplaires).

Les 5 grains ici recensés nous paraissent inclus dans le genre *Alisporites* DAUGHERTY 1941. Ils diffèrent beaucoup entre eux et appartiennent probablement à plusieurs espèces (cf. fig. 27 et 36).

Appartenance botanique probable: *Corystospermaeées*.

2) *Abietineaeipollenites microalatus* POT.
(44 exemplaires).

Cf. Delcourt et Sprumont 1955, p. 51-53 et 1957 b, fig. 17, 19 et 26.

Les deux formes, « *minor* » et « *major* », se retrouvent ici.

c) *Podocarpiditi* POT., THOMS. et THIERG, 1950.
Formes podocarpoides.

1) *Podocarpidites* cf. *marwickii* COUPER.
(5 exemplaires).

Voir Delcourt et Sprumont 1955, p. 53-54.

2) *Parvisaccites* sp. Cf. Couper 1958, p. 154.
(2 exemplaires).

Grand axe du corps : 80 μ ; petit axe : 40 μ .

Dimensions des sacs : suivant le grand axe du corps : 20 μ ; suivant le petit axe : 72 μ .

Les sacs sont attachés sur la face distale et portent des épaisissements disposés radialement (voir fig. 17).

2° **Polysaccites** COOKSON 1947.

Grains de pollen à 3 sacs ou plus.

Trisaccites cf. *micropterus* COOKSON et PIKE 1954,
p. 64 et pl. 2, fig. 21-29 (1 exemplaire).

T. micropterus est connu du Jurassique au Tertiaire inférieur en Australie et Tasmanie (cf. fig. 20).

B) **ALETES** IBR., 1933

Cf. Delcourt et Sprumont 1955, p. 49 ;

Potonié et Kremp 1956, p. 181 ; R. Potonié 1958, p. 75

1° **Psilonapiti** ERDTMAN 1947.

Aletes sans zone, ceinture, etc..., lisses, plus ou moins intraponctués.

a) *Laricoidites* POT., THOMS. et THIERG. 1950.

= *Laricoipollenites* POT. 1951.

Contour équatorial circulaire. Exine à peine intraponctuée, lisse, mince, très plissée.

1) *Laricoidites maximus* DELC. et SPRUM., *nov. comb.*
(4 exemplaires).

= *Laevigatasporites maximus* DELC. et SPRUM.
1955, p. 49 et pl. 1, fig. 4. Cf. fig. 29.

Voir R. Potonié 1958, p. 77.

b) *Inaperturopollenites* (PFLUG 1952) POT. 1958.

Comme *Laricoidites*, mais de taille plus petite, exine plus mince, ponctuation interne plus marquée.

I. dubius (POT.) THOMSON et PFLUG 1953

(83 exemplaires).

= *Laevigatasporites* cf. *magnus dubius* POT., in POT.
et GELL. 1933.

= *Inaperturato-pollenites dubius* (R. POT.) MÜRRIGER
et PFLUG 1952.

Diamètre équatorial : 20-50 μ .

Exine épaisse de moins de 0,5 μ ; avec les objectifs
d'ouverture numérique 1,32, on n'y voit qu'une seule
couche (fig. 1).

Appartenance botanique probable : Taxodiacées,
Cupressinées.

Extension stratigraphique : Crétacé-Pliocène.

c) *Spheripollenites* COUPER 1958.

Grains de pollen plus ou moins sphériques, souvent
plissés. Exine mince. Diamètre inférieur à 50 μ . Parfois
apparence d'un pore.

1) *S. psilatus* COUPER 1958 (15 exemplaires).

Exine épaisse d'1,5 μ environ, tout à fait lisse.

Diamètre : 23-33 μ .

Connu en Grande-Bretagne du Wealdien à l'Aptien.

2) *S. scabratus* COUPER 1958 (30 exemplaires).

Exine épaisse de 1 μ à 1,5 μ . La section optique du
grain paraît lisse, mais celui-ci porte cependant une faible
sculpture. Certains spécimens montrent une région plus
mince, qui pourrait être un pore (cf. fig. 14).

Diamètre : 25-50 μ .

Connu en Grande-Bretagne du Jurassique moyen au
Crétacé inférieur.

3) *S. subgranulatus* COUPER 1958 (4 exemplaires).

Exine épaisse de 1 μ au maximum, portant des gra-
nules très petits (moins de 0,5 μ). Voir fig. 25.

Diamètre : 17-24 μ .

Connu en Grande-Bretagne du Jurassique moyen au
Crétacé inférieur.

d) Cf. *Pilasporites* BALME et HENNELLY 1956
(4 exemplaires).

Voir Delecourt et Sprumont, 1957 b, fig. 28.

2° **Subpilonapiti** (ERDTMAN 1947) VIMAL 1952.

Grains de pollen sans zone, ceinture, etc., ornés de verrues ou de cônes.

Sciadopityspollenites RAATZ 1937.

Contour équatorial circulaire ou elliptique. Il peut y avoir une fente germinale ronde ou légèrement ovale. L'exine est ornée de petites verrues, toutes ou à peu près de même taille et à sommet plus ou moins arrondi ; leur diamètre vaut environ la moitié de leur hauteur, leur contour est irrégulièrement arrondi ou polygonal, il peut comporter des rides. Les verrues couvrent toute l'exine, sauf la région de la marque germinale.

Sciadopityspollenites serratus POT. 1951
(17 exemplaires).

== *Sporites serratus* POT. et VEN. 1934.

== *Pollenites serratus* Thiergart 1949.

== *Monocolpopollenites serratus* (R. POT. et VEN.)
TH. et PF. 1953.

Diamètre équatorial : 30-60 μ . La hauteur des verrues peut atteindre 3 μ ; elles sont disposées très irrégulièrement. Contour équatorial largement elliptique, souvent en pointe aux extrémités du grand axe (voir fig. 4).

Appartenance botanique probable : *Sciadopitys*.

Extension stratigraphique : Connu sous diverses « formes », depuis le Rhétien jusqu'aux argiles de Reuver. F. Thiergart (1949) figure une forme *helmstedtensis* (Rhétien sup.) et une forme *multipunctatus* (Dogger).

C) *PRAECOLPATES* Pot. et KR. 1954

Grains de pollen à 3 « fentes germinales », parallèles mais d'aspect différent : l'une d'elles est comparable à un sulcus bien développé, les 2 autres se trouvent de part et d'autre de la première, et font penser à des déchirures allongées.

Eucommiidites troedssonii ERDTMAN (10 exemplaires).

= *Tricolpites (Eucommiidites) troedssonii* ERDTMAN 1948.

= *T. troedssonii* ERDTMAN 1952.

Cf. *Protoquercus agdjakendensis* BOLCHOVITINA 1953.

Dimensions à l'équateur : $19-35 \times 15-25 \mu$.

Contour équatorial ovale, pôles d'ordinaire largement arrondis.

Les 3 fentes germinales s'ouvrent de 1 à 5 μ . L'épaisseur de l'exine varie de 1 μ à 1,5 μ . Parfois l'exine se sépare en 2 couches, la plus mince étant l'interne. L'exine ne porte pas d'ornementation bien définie, le contour est généralement tout à fait lisse.

Extension stratigraphique : du Lias au Wealdien (Scanie, Pologne, Allemagne, Belgique, Grande-Bretagne). Voir Delcourt et Sprumont, 1957 a et b.

D) *MONOCOLPATES* IVERSEN et TROELS-SMITH 1950

Grains de pollen caractérisés par la présence d'une seule fente germinale, c'est-à-dire par l'amincissement d'un secteur allongé de l'exine.

Monosulcites COOKSON ex COUPER.

Cf. Delcourt et Sprumont 1955, p. 54 et fig. 14.

Le sens du nom de genre *Monosulcites* est déterminé, non par la proposition d'Erdtman (1947), mais par le choix d'un génotype (Couper, 1953). Celui-ci, *M. minimus*,

est définitif. Ce grain restera le type du genre *Monosulcites*, même s'il était avéré qu'il ne porte pas de suleus au sens d'Erdtman. Il n'y a donc pas lieu de le faire entrer dans un genre nouveau, *Chasmatosporites*, comme le fait T. Nilsson, 1958. Les 3 espèces de forme ci-dessous mentionnées nous paraissent bien appartenir au genre *Monosulcites*.

1) *M. cf. subgranulosus* COUPER 1958 (7 exemplaires).

La fente germinale atteint à peu près l'extrémité du grain. Exine subgranuleuse, épaisse de 2 à 2,5 μ .

Dimensions à l'équateur : 45-86 \times 22-42 \times 35 μ .

Ce grain de pollen est connu du Lias de Grande-Bretagne et de Scanie.

2) *M. carpentieri* DELC. et SPRUM. 1955, p. 54
(3 exemplaires).

= *M. benetitoides* COUPER 1958, tab. 5-10.

Ce grain de pollen est connu du Jurassique moyen au Crétacé inférieur (Belgique, Grande-Bretagne).

3) *M. minor* COUPER. Cf. fig. 30. (2 exemplaires).

E) *OPERCULATAE* KUYL, MULLER et WATERBOLK, 1955

Classopollis PFLUG, emend. COUPER.

Grains de pollen sans zone, ovoïdes, subsphériques ou de forme irrégulière, pourvus d'un opercule, souvent ornés dans la région équatoriale de bandes parallèles. Tétrades fréquentes.

C. reclusus THIERGART, *nov. comb.* (21 exemplaires).

= *Benettiteae pollenites reclusus* THIERGART 1949.

= *Pollenites reclusus* THIERGART 1949 (p. 10).

= *Pollenites torosus* REISSINGER 1950.

= *C. declassis* PFLUG 1953.

- = *C. classoides* PFLUG 1953.
 - = *Circumpollis philosophus* PFLUG 1953.
 - = *Circ. pharisaeus* PFLUG 1953.
 - = *Canalopollis maturus* PFLUG 1953.
 - = *Tetradopollenites reclusus* SITTLER 1954.
 - = *C. cf. C. torosus* (REISSINGER) BALME 1957.
 - = *C. torosus* (REISSINGER) COUPER 1958.
- Cf. *Liratoaletes* SAH 1953.
- Dimensions : 24-46 × 26-38 μ .

Le cordon équatorial, large d'environ 5 à 14 μ , est formé de 4 à 12 bandes subparallèles d'épaississement, faites d'éléments punctiformes de l'exine : souvent ces points se distinguent mal ou ne se distinguent pas, et l'image est alors celle de bandes continues d'environ 1 μ de largeur (voir fig. 16 et 35).

L'exine est épaisse de 1 à 3 μ . En dehors du cordon équatorial, la structure est intraréticulée ou granulée.

Ces grains de pollen présentent, d'après l'état de conservation ou d'aplatissement, des aspects très différents, ce qui explique la multiplicité des noms qu'ils ont reçus. A notre connaissance, F. Thierngart fut le premier à les décrire (1949). Dans la publication originale, il les appelle tantôt *Benettiteae Pollenites reclusus* (p. 11), tantôt *Benettiteae-Pollenites reclusus* (p. 19 et 31) ou même *Pollenites reclusus* (p. 16).

L'auteur a donc montré une certaine négligence orthographique, écrivant indifféremment ce nom avec ou sans trait d'union, et il l'abrège une fois en *Pollenites reclusus*.

Aux yeux du Code International de Nomenclature Botanique (articles 20 et 68-4), la graphie en 3 mots distincts ne peut pas être prise en considération. Par contre, les deux autres sont correctes. Le genre *Pollenites* (R. Pot. 1931) étant beaucoup trop vaste a été divisé, et *Pollenites* est devenu le nom d'un taxon plus élevé.

Dans la même publication de 1949, Thiergart décrivait comme *Benettiteae-Pollenites* d'autres grains de pollen très différents, mais il n'a pas indiqué de génotype. Dans sa Synopsis de 1958, R. Potonié (p. 86-87) a comblé cette lacune en désignant comme lectotype *B. lucifer*. Du coup, il n'est plus possible de laisser dans ce genre l'espèce *reclusus*, dont l'organisation générale est tout autre.

W. Klaus (1953), puis C. Sittler (1954) traitent de *Tetradopollenites* qui paraissent bien identiques à notre espèce, mais ils n'indiquent pas de génotype et le même nom de genre fut utilisé dans un sens tout différent par Pflug et Thomson (1953).

Le nom de genre valide est *Classopollis* PFLUG 1953, tel qu'il a été amendé par R. Couper. Rien ne s'oppose au maintien de l'épithète spécifique donnée par F. Thiergart en 1949.

Extension : Connue du Lias au Crétacé inférieur (Scanie, Grande-Bretagne, Pays-Bas, Allemagne, Pologne, Autriche, France, Afrique, Australie, Asie). Reissinger (1950) signale ce grain dans l'Yprésien, mais il s'agit sans doute d'éléments remaniés (W. Krutzsch, 1957).

W. Klaus (1953) distingue 2 variétés de taille. C. Sittler (1954) connaît une variété lisse et une variété striée, la forme lisse dominant dans le Lias et la forme striée dans le Kimméridgien, en France (même distinction en Australie suivant Balme, 1957). Tous les exemplaires de Féron semblent appartenir à la variété striée.

La forme liasique ne serait-elle pas identique à *Pollenites apertus* ROGALSKA 1954 = *Chusmatosporites apertus* (ROG.) NILSSON 1958 ?, et *C. crassus* (ibid.) n'en serait-il pas une forme aplatie par écrasement ?

Ressemblances avec les microflores jurassiques antérieures au Kimméridgien en Europe occidentale.

14 espèces de spores et grains de pollen identifiées à Féron sont connues en Europe Occidentale dès avant

le Wealdien (cf. tableau ci-joint). Citons particulièrement: *Monosulcites carpentieri* actuellement connu du Jurassique moyen au Wealdien, *Eucommiidites troedssonii* du Lias au Wealdien, *Spheripollenites scabratus* et *Gleicheniidites senonicus* du Jurassique moyen à l'Aptien, *Classopollis reclusus* du Lias au Wealdien.

Rapports avec la microflore du Gondwana supérieur des Indes.

La microflore des Indes commence à être connue, grâce aux travaux de Rao, Sah, Vishnu-Mittre... Malheureusement, la nomenclature adoptée par ces auteurs diffère sensiblement de celle que l'on tend à suivre en Europe.

A en juger d'après les illustrations et les descriptions des auteurs, l'échantillon de Féron-Glageon paraît proche, par sa microflore, d'un schiste jurassique du Penjab étudié par Sah (1955). Notamment, il semble qu'on puisse admettre :

Liratoletes = *Classopollis*.

Brachytrilestrinum = *Triplanosporites*.

Leiotriletes groupe des *Cyathidites* et des *Gleicheniidites*, etc..

D'autre part, rien à Féron;Glageon ne peut être comparé au curieux *Sporojuglandoidites jurassicus* Vishnu-Mittre, 1955.

Rapports avec les microflores mésozoïques d'Australie.

Nous avons signalé la présence à Féron d'un *Lycopodiumsporites*, identique ou très semblable à *L. austroclavatidites*, connu en Australie du Jurassique moyen au Crétacé inférieur.

Cyathidites australis et *C. minor* ont en Australie une extension verticale qui débute au Jurassique inférieur et se prolonge au moins jusqu'au Crétacé inférieur.

Classopollis semble avoir la même extension verticale qu'en Europe Occidentale. Plusieurs genres sont représentés à Féron et en Australie par des espèces très voisines, par exemple : *Cicatricosisporites*, *Gleicheniïdites*, *Cingulatisporites*, *Inaperturopollenites*, *Perotrilités*, *Pila-sporites*...

De plus, les microflores mésozoïques d'Australie comportent souvent des Hystriochosphères et des Dinoflagellés à côté d'un matériel sporopollinique.

Comparaison avec la microflore de Nouvelle-Zélande.

Cyathidites australis et *C. minor* sont connus du Jurassique au Crétacé inférieur en Nouvelle-Zélande, *Podocarpidites marwickii* du Crétacé inférieur à l'Oligocène.

Gleichenia circinata (cf. W. Harris, 1955, pl. 2, fig. 17), connu depuis le Crétacé inférieur, est très semblable à *Gleicheniïdites feronensis*.

De même, on trouve en Nouvelle-Zélande des espèces très semblables à celles de Féron dans les genres *Trilités*, *Monosulcites*, etc...

Comparaison avec le Wealdien anglais.

Espèces caractéristiques communes à l'Angleterre et à l'Avesnois : *Monosulcites carpentieri*, *Eucommiïdites troedssonii*, *Spheripollinités scabratus* et *S. psilatus*, *Gleicheniïdites senonicus*, *Cicatricosisporites dorogensis* (rare à Féron), *Trilobosporites apiverrucatus*, *Appendicisporites tricornitatus*, *Classopollis reclusus*.

Parmi les espèces peu caractéristiques qui sont associées aux premières, il suffira de citer les *Cyathidites australis* et *minor*, *Matonisporites equiexinus*, *Vitreisporites pallidus*, *Abietinaepollenites microalatus*, *Spheripollenites subgranulatus*.

Comparaison avec le Wealdien du Hainaut.

Nous avons déjà souligné en 1957 (b) les analogies entre le Wealdien du Hainaut et celui de Féron-Glageon.

A la liste citée il y a lieu d'ajouter *Gleicheniidites feronensis*, car nous avons trouvé cette espèce dans un échantillon de La Louvière, aimablement fourni par F. Stœckmans.

D'autre part, l'échantillon de Féron diffère notablement de ceux du Hainaut que nous avons étudiés, par les points suivants :

— Certains genres, abondants dans le Hainaut, sont très mal représentés à Féron. Ex. : *Cicatricosisporites*, *Pilosisorites*, *Trilobosporites* et même *Monosulcites*... *Concavissimisporites*, très caractéristique et assez fréquent dans le Hainaut, manque tout à fait à Féron.

— Certains genres, assez abondants à Féron, n'ont pas encore été rencontrés dans le Hainaut. Tels sont : *Vitreisorites*, *Spheripollenites*, *Sciadopityspollenites* et *Classopollis*.

Comparaison avec les microflores russes.

Il est malaisé de comparer les données des palynologistes de l'U.R.S.S. avec celles de l'Europe Occidentale, car les mêmes formes ont souvent reçu des noms différents, et la synonymie est loin d'être faite.

Nous signalons dans la bibliographie quelques travaux que nous avons consultés (Bolkhovitina, Malawkina et Pokrovskaja). Leur lecture nous a convaincus que la microflore du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur russes comporte beaucoup d'analogies avec celle de Féron. On y trouve sous d'autres noms des *Gleicheniidites*, des *Deltoidospora*, des *Triplanosporites*, des *Cicatricosisporites*, des *Monosulcites*, des *Vitreisorites*, des *Alisporites*, des *Abietinaepollenites*, des *Podocarpidites*...

La microflore russe comporte aussi des *Sphaerina* et des éléments totalement inconnus à Féron comme les *Ephedripites*, les *Welwitschiapites*, les *Simozonotriletes*, etc...

CONCLUSIONS

1) Les analogies entre la microflore de Féron-Glageon et les autres microflores de même âge confirment une fois de plus le caractère cosmopolite de la flore wealdienne.

2) Beaucoup d'espèces jurassiques se retrouvent au Wealdien : la flore purbeckienne se prolonge durant le Crétacé inférieur.

3) Quelques types nouveaux de spores et grains de pollen apparaissent au Purbeckien, notamment : *Trilobosporites*, *Pilosisorites*, *Cicatricosisorites*, *Appendicisorites tricornitatus*. Ces types sont mal représentés à Féron.

Quelques espèces présentes à Féron n'ont jamais été signalées avant le Wealdien, par exemple : *Trilobosporites apiverrucatus* et *Spheripollenites psilatus*.

4) Les deux flores les plus voisines de Féron par leur association sporopollinique sont celles du Wealdien belge et du Wealdien anglais.

206 spores et grains de pollen appartiennent à des espèces communes à Féron et au Purbeckien anglais, 227 appartiennent à des espèces communes à Féron et au Wealdien anglais (13 genres, 17 espèces), 171 à des espèces communes à Féron et au Wealdien belge (10 genres, 14 espèces).

Le Wealdien de Féron semble donc un peu plus proche du Purbeckien et du Wealdien anglais que du Wealdien belge.

A. Carpentier (1927) avait noté la grande analogie des flores (macroscopiques) de Féron-Glageon et du Wealdien anglais : les dépôts de Féron lui paraissaient contemporains ou à peu près des sables de Hastings.

Association de planctontes passifs et actifs au Jurassique et au Crétacé.

Les microplanctons de tous âges contiennent fréquem-

ment des hystrichosphères associés à des spores et grains de pollen. Dans les terrains jurassiques et crétaqués, on peut citer par exemple :

en France :

— les silex du Jurassique moyen, où les spores et grains de pollen sont rares (L. Valensi, 1953) ;

— les marnes oxfordiennes de Villers-sur-Mer, où les Dinoflagellés sont aussi nombreux que les Hystrichosphères (G. Deflandre, 1938) ;

— les schistes kimméridgiens d'Orbagnoux, où les Dinoflagellés dominent (id., 1939) ;

— les silex crétaqués, où les Hystrichosphères sont les plus nombreux, les Dinoflagellés abondants, les spores et grains de pollen rares (nombreux travaux) ;

— le Cénomanién inférieur du Nouvion-en-Thiérache (F. Firtion, 1953).

en Angleterre :

— la lumachelle du Bathonien (J. Lantz, 1958) ;

— les argiles de Redeliff Point, appartenant à l'Oxfordien supérieur (ibid.) ;

— le Corallien inférieur du Dorset (ibid.) ;

— des argiles du Kimméridgien supérieur (ibid.) ;

— une marne du Purbeckien moyen contient des spores et grains de pollen, des Dinoflagellés, mais pas d'Hystrichosphères (ibid.).

dans le Sud du Pacifique :

— les grès (Crétaqué inférieur) voisins de la rivière Era (Nouvelle-Guinée) ont fourni un microplancton assez pauvre, contenant des spores, des grains de pollen et des hystrichosphères (Deflandre et Cookson, 1955) ;

	Avant Kimméridgien	Kimméridgien	Purbeckien	Wealdien	Apvien	Après Apvien	Affinités possibles avec la flore macroscopique de Féron-Glaçon
<i>Deitoidospora hallii</i>	G	G, W, Z	G, W, Z	F	U		Gleicheniidites, Cladophlebis
<i>Cyathidites australis</i>	G, W, Z	G, W, Z	G, W, Z	B, F, G, W, Z			Coniopteris, Sphenopteris
» <i>minor</i>	G, W, Z	G	G	F, G, W, Z		S	
<i>Gleicheniidites senonicus</i>				B, F, G	R	A	Gleicheniidites, Cladophlebis
» <i>feronensis</i>				B, F			Laccopteris
» <i>umbonatus</i>				B, F			
<i>Triplanosporites sinuosus</i>	G	G	G	F, F, G			
<i>Matonisporites equixinus</i>				B, F			
<i>Psilarrhites pileolus</i>				B, F			
<i>Trachysporites fuscus</i>	S			F			
<i>Lygodiosporites solidus</i>	G	G	G	B, F, G		A	
» <i>cerniidites</i>				F, G		S	
<i>Lycopodiumspirites austro-</i>							
<i>clavatifidites tenuis</i>	W	W	W	F, W			
» <i>Cicatricosporites hallii</i>				B, F			
» <i>dorogensis</i>				B, F	G	A, G	Onychiopsis, Tempskya
<i>Appendicisporites tricornitatus</i>				B, F, G		A	
» <i>ethmos</i>				F			
<i>Trilobosporites apiverrucatus</i>				F, G			
» <i>humilis</i>				F			
<i>Cingulatisporites levitriangulatus</i>				F			
<i>Schizaeisporites cretactus</i>	A, G, S, W	G, S, W	G, R, S, W	F	R, W	A	Onychiopsis, Tempskya
<i>Vitreisporites pallidus</i>	A, G, S	A, G	A, G	F, G, R, S, W		R, W	Sagenopteris
<i>Abietinaepollenites microalatus</i>				A, B, F, G	A	A, F, S	Pinites
<i>Laricoidites maximus</i>				B, F			Brachyphyllum
<i>Inaperturopollenites dubius</i>				B, F			Pagiophyllum
<i>Spheripollenites psilatus</i>				F, G		A	Brachyphyllum
» <i>scabratus</i>	G	G	G	F, G			Pagiophyllum
» <i>subgranulatus</i>	G	G	G	F, G			Brachyphyllum
<i>Sciadopityspollenites serratus</i>	A			F, G			Elatocladus
<i>Eucommidites troedssonii</i>	A, G, P, S	G, S	G, S	F		A	Gingkoites
<i>Monosulcites carpentieri</i>	G	G	G	B, F, G			Taeniopteris, Zamioephyllum
<i>Classopollis reclusus</i>	A, G, O	F, G, S, W	F, G, S, W	F, G, S, W			
	P, S, W						

Tableau I. — Occurrence des spores et grains de pollen trouvés à Féron.

Explication des sigles : A : Allemagne ; B : Belgique ; F : France ; G : Grande-Bretagne ; O : Autriche ; P : Pologne ; R : U.R.S.S. ; S : Suède ; U : U.S.A. ; W : Autriche ; Z : Nouvelle Zélande

— un échantillon du Crétacé inférieur d'Onepah (Nouvelle-Galles du Sud) a livré une riche microflore de spores, de grains de pollen (surtout du type podocarpé), de dinoflagellés et d'hystrichosphères (ibid., et Cookson, 1956) ;

— le Sénonien d'Australie occidentale contient peu de pollen, des coccolithes, et de nombreux *Dinoflagellés* et *Hystrichosphères*.

De telles associations indiquent une sédimentation tranquille en milieu saumâtre.

BIBLIOGRAPHIE

Le lecteur trouvera une importante bibliographie dans nos précédents travaux, cités ci-dessous. Nous ajoutons quelques références que nous n'avons pas encore eu l'occasion de citer.

BENNIE et KIDSTON, 1886. — On the occurrence of spores in the Carboniferous formation of Scotland. *Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh*, 9 : 82-117.

BOLKHOVITINA N., 1953. — Caractères sporo-polliniques du Crétacé de la partie centrale de l'U.R.S.S. *Trudy Inst. Geol. Naouk*, 145, *Geol. ser.*, n° 61 : 1-183, fig. 1-10, pl. 1-16 (en russe).

Id., 1956. — Atlas des spores et grains de pollen des dépôts de la dépression de Vilioui. Ibid., n° 2 : 1-182, pl. 1-25, fig. 1-7, tab. 1-4 (en russe).

CODE INTERNATIONAL DE LA NOMENCLATURE BOTANIQUE, 1956. — I.A.P.T. Utrecht.

COOKSON I., 1947. — Plant microfossils from the lignites of Kerguelen Archipelago. B.A.N.Z. Antarctic Research Expedition 1929-31. Reports Series A, 2 : 127-142, pl. 13-17.

COOKSON et DETTMANN, 1958. — Some trilete spores from Upper Mesozoic deposits in the Eastern Australian region. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 70 : 95-128, fig. 1, pl. 14-19, tab. 1.

COOKSON et PIKE, 1954. — The fossil occurrence of *Phyllocladus* and two other Podocarpaceous types in Australia. *Aust. J. Bot.*, 2 : 60-68, pl. 2.

COUPER R., 1958. — British Mesozoic microspores and pollen grains. A systematic and stratigraphic survey. *Pal.*, 103 B : 75-179, fig. 1-11, pl. 1-17, tab. 1-12.

- DEFLANDRE G., 1938. — Sur le microplancton des mers jurassiques conservé à l'état de matière organique dans les marnes de Villers-sur-Mer. *C.R. Ac. Sc.*, 206 : 687-689, fig. 1-6.
- Id., 1939. — Sur les Dinoflagellés des schistes bitumineux d'Orbagnoux (Jura). *Bull. Soc. Franç. Mic.*, 8 : 141-145, pl. 6.
- DEFLANDRE et COOKSON, 1955. — Fossil microplankton from Australian late Mesozoic and Tertiary sediments. *Austr. J. mar. freshw. Res.*, 6 : 242-313, fig. 1-54, pl. 1-9, tab. 1.
- DELCOURT et SERUMONT, 1955. — Les spores et grains de pollen du Wealdien du Hainaut. *M.S.B.G., N.S. in-4°*, n° 5 : 1-73, fig. 1-15, pl. 1-4, tab. 1-3.
- Id., 1957 a. — Présence d'Eucommiidites dans une coupe du Wealdien de Baudour. *B.S.B.G.*, 65 : 375-380, fig. 1-4.
- Id., 1957 b. — Quelques microfossiles du Wealdien de Féron-Glageon. *Ibid.*, 66 : 57-67, pl. 1-3.
- ERDTMAN G., 1947. — Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. *Sv. Bot. Tids.*, 41 : 104-114.
- FIRTION F., 1953. — Le Cénomanién inférieur du Nouvion-en-Thiérache : examen micropaléontologique. *A.S.G.N.*, 72 : 150-164, fig. 1, pl. 1-3.
- HARRIS T.M., 1957. — A liasso-Rhaetic flora in South Wales. *Proc. R. Soc.*, B 147 : 289-308, fig. 1-6, pl. 8.
- HARRIS W., 1955. — A manual of the spores of New Zealand Pteridophyta. *Bull. N.Z. Dep. Sc. Ind. Res.*, 116 : 1-186, fig. 1-4, pl. 1-11.
- HUGHES N., 1958. — Palaeontological evidence for the age of the English Wealden. *Geol. Mag.*, 95 : 41-49, tab. 1.
- IVERSEN et TROELS-SMITH, 1950. — Pollenmorfologisk definitioner og typer. *Danm. geol. Unders.*, 4 : 3-8.
- KLAUS W., 1953. — Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. *Verh. Geol. Bund.* : 161-175, fig. 1-3.
- KRUTZSCH W., 1957. — Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiärs Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. *Z. Ang. Geol.*, 3 : 509-548, pl. 1-16, fig. 1.
- LANTZ J., 1958 a. — Etude palynologique de quelques échantillons Mésozoïques du Dorset (Grande-Bretagne). *Rev. Inst. Franç. Pét.* : 917-942, tab. 1-3, pl. 1-7.
- Id., 1958 b. — Etude des spores et pollens d'un échantillon purbeckien de l'île d'Oléron. *Rev. Micr.*, 1 : 33-37, pl. 1.

- LESCHIK G., 1955. — Die Iso- und Mikrosporen, in Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. *Schweiz. Pal. Abh.*, 72 : 1-70, fig. 1, pl. 1-10.
- MALAWKINA V., 1949. — Détermination des spores et grains de pollen. *Youra. Mgél. Gostoptychizdat* (en russe).
- Id., 1953. — Complexes sporo-polliniques du Trias supérieur et du Jurassique inférieur et moyen du Préoural oriental et occidental. *Trud. V.G.R.O.*, 75 : 93-146, pl. 1-6 (en russe).
- Id., 1956. — Complexes sporopolliniques du Mésozoïque du Préoural oriental. *Trav. Réun. Gén. Et. schéma strat. un. Més., plate-forme russe* : 342-383, pl. 1-7 (en russe).
- Id., 1958. — Spores et grains de pollen du Crétacé inférieur de la dépression du Gobi oriental. *Trudy V.G.R.O.*, n° 119 : 1-131, pl. 1-14 (en russe).
- NAUMOVA S., 1937. — The spores and pollen of the coals of the U.R.S.S. 17th. *Int. Geol. Congress, Moscow*.
- NILSSON T., 1958. — Über das Vorkommen eines Mesozoischen Sapropelgestein in Schonen. *Pub. Inst. Min., Pal., Quat. Geol., Un. Lund*, n° 53 : 1-111, fig. 1-15, pl. 1-18, tab. 1-5.
- PFLUG H., 1952. — Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. *Pal. Z.*, 26 : 112-137, fig. 1-8, pl. 6-8.
- POKROVSKAIA I., 1950. — Analyse pollinique. (Trad. E. Boltenhagen, 1958. *Ann. Serv. Inf. Géol. B.R.G.G.M.*, n° 24 : 1-434, tab. 1-8, fig. 1-58, pl. 1-42 et 1-17).
- POTONIÉ R., 1956. — Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. Teil I : Sporites. *Beih. Geol. Jb.*, 23 : 1-103, pl. 1-11.
- Id., 1958. — Teil 2 : Sporites (Nachträge), Sacctes, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. *Ibid.*, 31 : 1-114, pl. 1-11.
- POTONIÉ et GELLETICH, 1933. — Über Pteridophyten-Sporen einer eozäner Braunkohl aus Dorog in Ungarn. *S.B. Ges. nat. Freunde*, 33 : 517-528, pl. 1-2.
- RAATZ G., 1937. — Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskauer Bogens. *Abh. Preuss. Geol. Land., Neue Folge*, 183 : 1-48, fig. 1-4, pl. 1.
- SAH S., 1953. — Spores and other micro-remains from a carbonaceous shale (Jurassic) in Andigama, Ceylan. *Spol. Zeylanica*, 27 : 1-12, fig. 1-3, pl. 1-3.
- Id., 1955. — Plant microfossils from a jurassic shale of Salt Range, West Penjab (Pakistan). *Palaeob.*, 4 : 60-71, fig. 1-10, pl. 1-2.

- SITTLER C., 1954. — Présence de formes polliniques dans quelques sédiments du Kimméridgien de France. *C.R. Soc. Géol. Fr.* : 338-341.
- VISHNU-MITRE, 1954. — Petrified spores and pollen grains from the jurassic rocks of Rajmahal hills, Bihar. *Palaeob.* 3 : 117-127, fig. 1-36.
- Id., 1955. — Sporojuglandoidites jurassicus gen. et sp. n., a sporomorph from the jurassic of the Rajmahal hills, Bihar. *Ibid.*, 4 : 151-152, fig. 1-3.

EXPLICATION DES PLANCHES III à VII

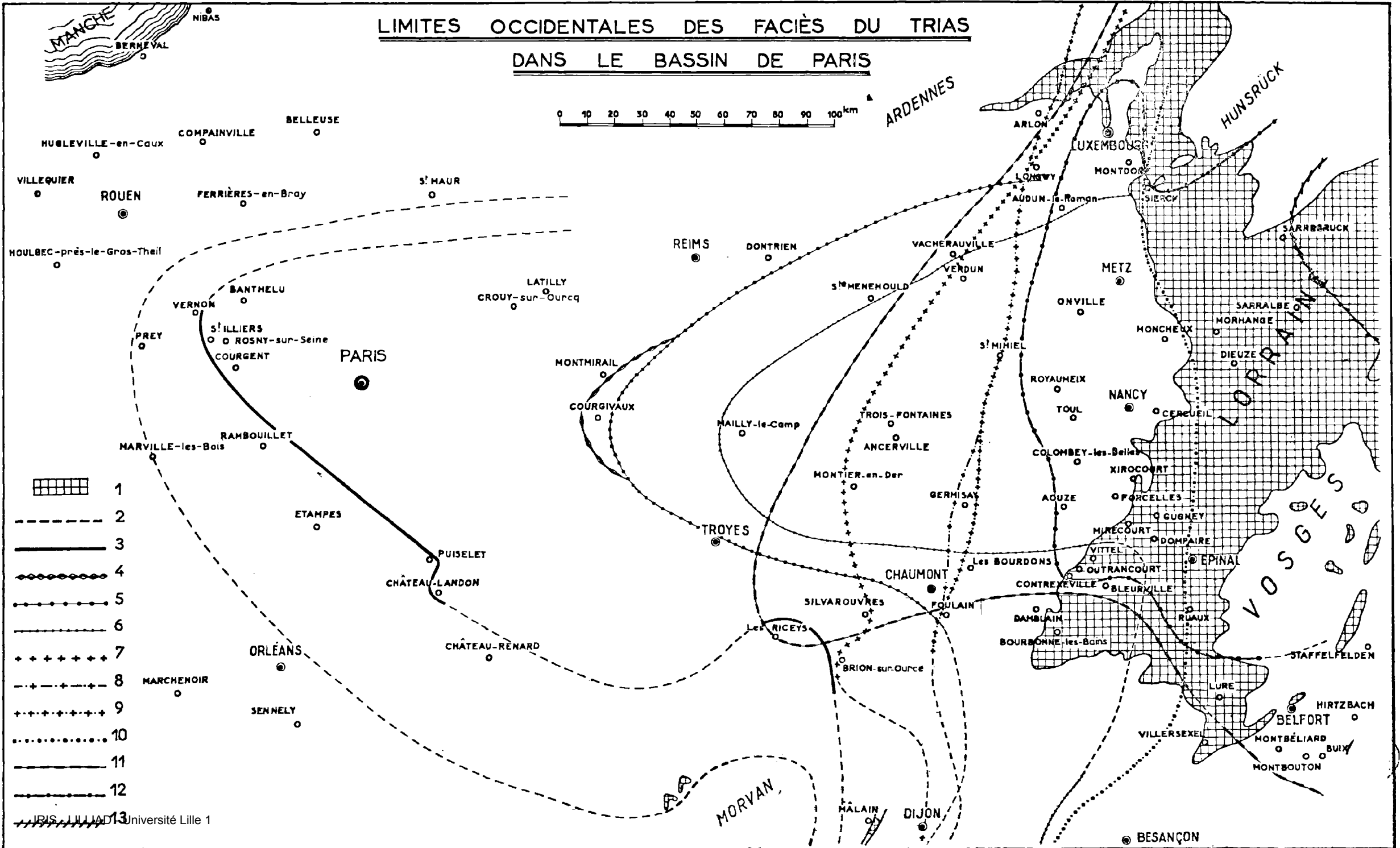
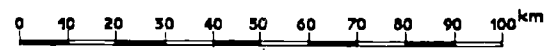
- FIG. 1. — *Inaperturopollenites dubius*. $33 \times 25 \mu$.
Prép. F₁ 32-107,5. Photo Q 33. Gross. approx.: 1.100 x.
- FIG. 2. — *Deltoidospora hallii*. 30μ .
Prép. F₁ 28,5-107,1. Photo Q 35. Gross. approx.: 1.000 x.
- FIG. 3. — *Vitreisporites pallidus*. $36 \times 18 \mu$.
Prép. F₁ 23,3-107. Photo Q 34. Gross. approx.: 800 x.
- FIG. 4. — *Sciadopityspollenites serratus*. $40 \times 32 \mu$. En plus, verrues de 4μ environ.
Prép. F₁ 46-102,7. Photo R 5. Gross. approx.: 1.000 x.
- FIG. 5. — *Gleicheniidites senonicus*. 30μ .
Prép. F₁ 22,3-106,7. Photo Q 36. Gross. approx.: 1.000 x.
- FIG. 6. — *Trilobosporites humilis*, n. sp. (Holotype).
Prép. F_s 53-93,7. Photo G 23. Gross. approx.: 700 x.
- FIG. 7. — *Hystrichosphaeridium fimbriatum*. 40μ .
Prép. F₁ 30-100. Photo D 15. Gross. approx.: 2.000 x.
- FIG. 8. — *Matonisporites equiezinus*. $70 \times 45 \mu$.
Prép. F₁ 40,8-102,7. Photo R 4. Gross. approx. : 1.000 x.
- FIG. 9. — *Incertae sedis*. 47μ . Cf. *Trachytrilites ancoraeformis* BOLKHOVITINA 1953.
Prép. F₁ 37,4-104,4. Photo R 1. Même gross.
- FIG. 10. — *Monosulcites cf. subgranulosus*. $44 \times 22 \mu$.
Prép. F₁ 29-95,8. Photo R 2. Même gross.
- FIG. 11. *Hystrichosphaera* sp. $32 \times 12 \mu$.
Prép. F₁ 46,2-102,8. Photo R 3. Même gross.

- FIG. 12. — *Gleicheniidites feronensis*. 50 μ .
Prép. F₁ 40-102,5. Photo R 7. Même gross.
- FIG. 13. — *Lygodioisporites solidus*. 46 μ .
Prép. F₁ 42-104,7. Photo R 8. Même gross.
- FIG. 14. — *Spheripollenites scabratus*. 40 \times 30 μ .
Prép. F₁ 46-99. Photo R 10. Même gross.
- FIG. 15. — *Psilatriteles pileolus*. 42 μ et 46 μ .
Prép. F₁ 42,7-102,3. Photo R 9. Même gross.
- FIG. 16. — *Classopollis reclusus*.
Prép. F₁ 45,1-100,5. Photo R 11. Même gross.
- FIG. 17. — *Parvisaccites* sp. Longueur totale : 110 μ .
Prép. F₁ 31,4-85,1. Photo R 12. Gross. approx.: 900 x.
- FIG. 18. — *Foveotriteles* sp. 25 μ .
Prép. F₁ 47,5-97,3. Photo R 14. Gross. approx.: 1.000 x.
- FIG. 19. — *Appendicisporites ethmos*. Holotype. Gross. approx.: 1.000 x.
Prép. F₁ 32,6-102,6. Photo R 15.
- FIG. 20. — *Trisaccites* cf. *micropterus*.
Prép. F₇ 47-90. Photo R 16. Même gross.
- FIG. 21. — *Vitreisporites pallidus*.
Prép. F₁ 42-97. Photo R 18. Même gross.
- FIG. 22. — *Palaeoperidinium*, sp. *indet.* 45 \times 31 μ .
Prép. F₂ 27-100. Photo R 20. Gross. approx.: 900 x.
- FIG. 23. — *Lygodioisporites cerniidites*. 30 μ .
Prép. F₂ 43-97,8. Photo R 22. Gross. approx.: 900 x.
- FIG. 24. — *Sphaerina* sp. 32 μ .
Prép. F₂ 44,2-94,3. Photo R 24. Même gross.
- FIG. 25. — *Spheripollenites subgranulatus*. 18 μ .
Prép. F₂ 29,3-96,3. Photo R 26. Même gross.
- FIG. 26. — *Cyathidites minor*.
Prép. F₁ 41,6-100,3. Photo R 29. Même gross.
- FIG. 27. — *Alisporites* sp.
Prép. F₁ 32,2-95,6. Photo R 36. Même gross.

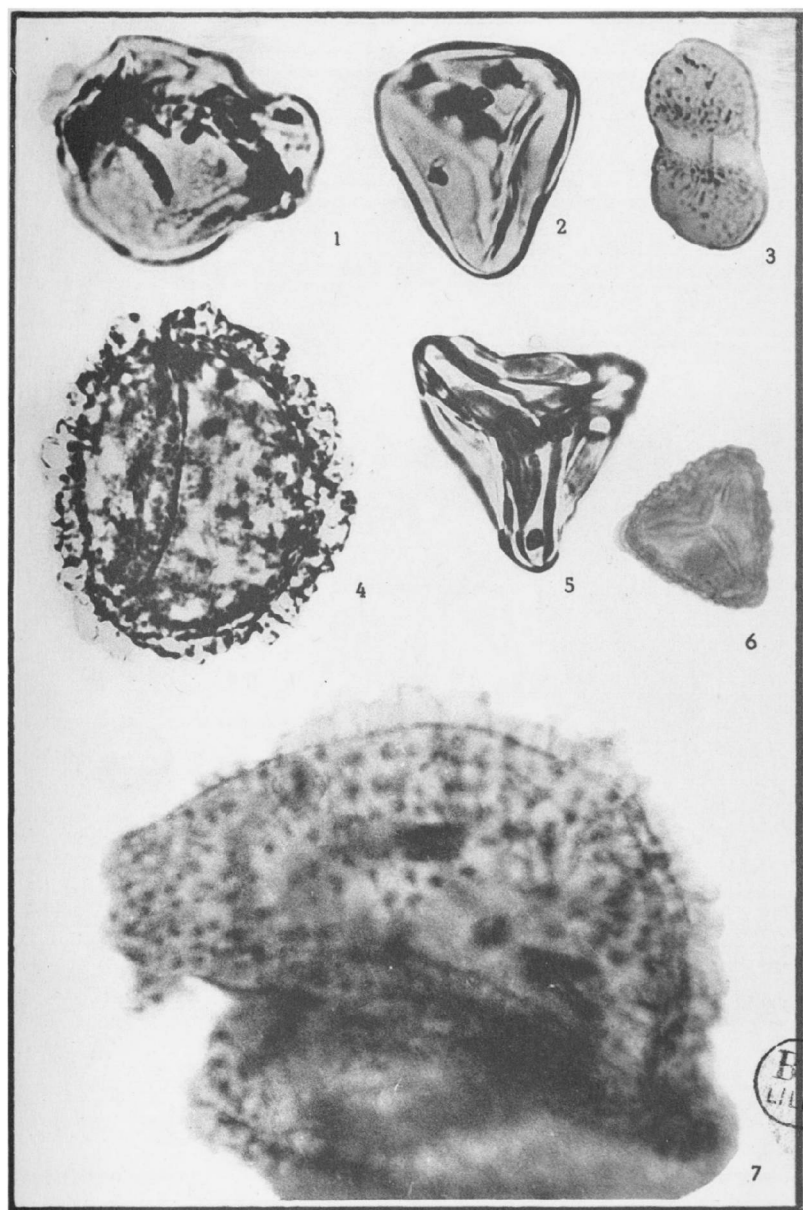
- FIG. 28. — *Schizaeoisporites cretaci*.
Prép. F₁ 28-98,3. Photo R 37. Même gross.
- FIG. 29. — *Laricoidites maximus*.
Prép. F₁ 29,4-96,8. Photo R 38. Même gross.
- FIG. 30. — *Monosulcites minor*.
Prép. F₂ 50-101,7. Photo R 40. Gross. approx.: 1.000 x.
- FIG. 31. — *Triplanosporites sinuosus*.
Prép. F₂ 48-102,1. Photo R 41. Même gross.
- FIG. 32. — *Trilobosporites apiverrucatus*. 45 × 56 μ.
Prép. F₂ 51,1-99,7. Photo R 42. Même gross.
- FIG. 33. — *Incertae sedis*.
Prép. F₁₁ 56,4-98,1. Photo R 43. Même gross.
- FIG. 34. — *Incertae sedis*.
Prép. F₁ 48,1-101,4. Photo R 44. Même gross.
- FIG. 36. — *Alisporites* sp.
Prép. F₁ 27,5-97,7. Photo R 35. Même gross.
- FIG. 37. — *Gleicheniidites senonicus*.
Prép. F₂ 48,2-95,5. Photo R 27. Même gross.
- FIG. 38. — *Sphagnumsporites* sp. Cf. *S. australis forma crassa*
(COOKSON) Pot. 1956.
Prép. F₁ 49,6-98,5. Photo R 19. Même gross.
- FIG. 39. — *Incertae sedis*.
Prép. F₁ 41,7-102,5. Photo R 6. Même gross.

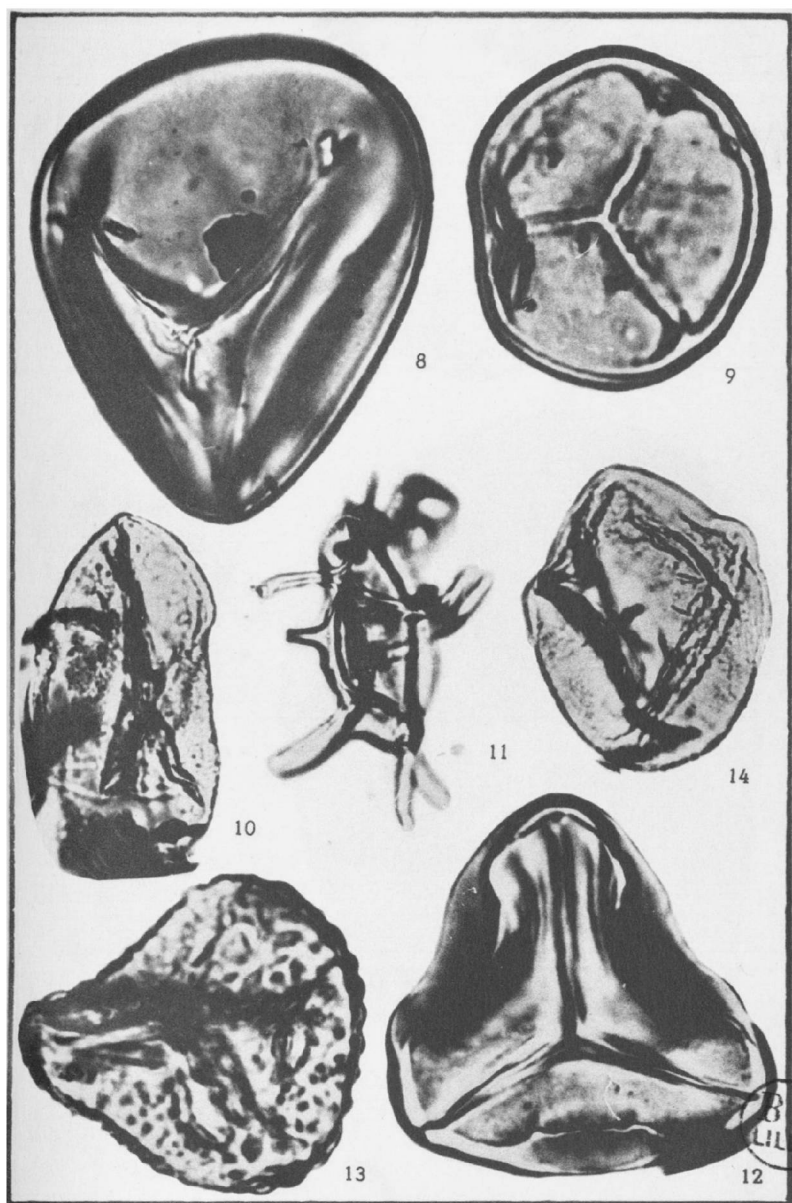


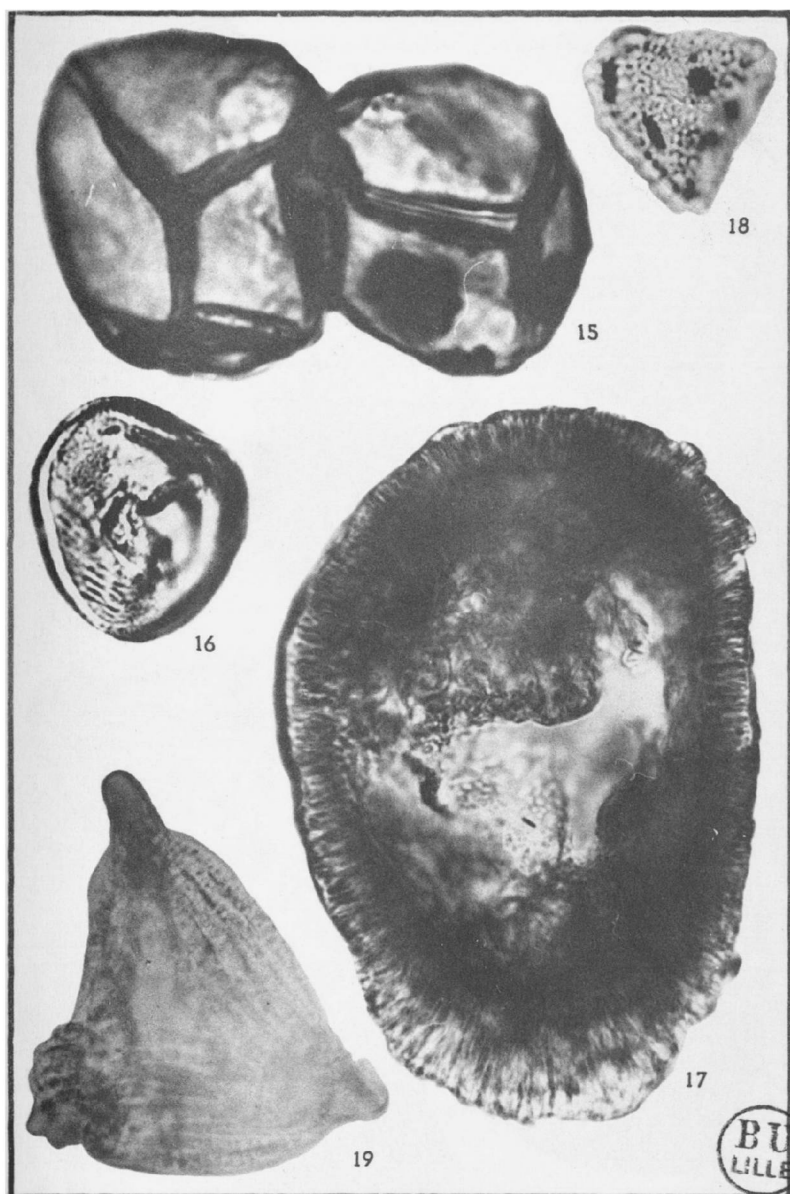
LIMITES OCCIDENTALES DES FACIÈS DU TRIAS DANS LE BASSIN DE PARIS

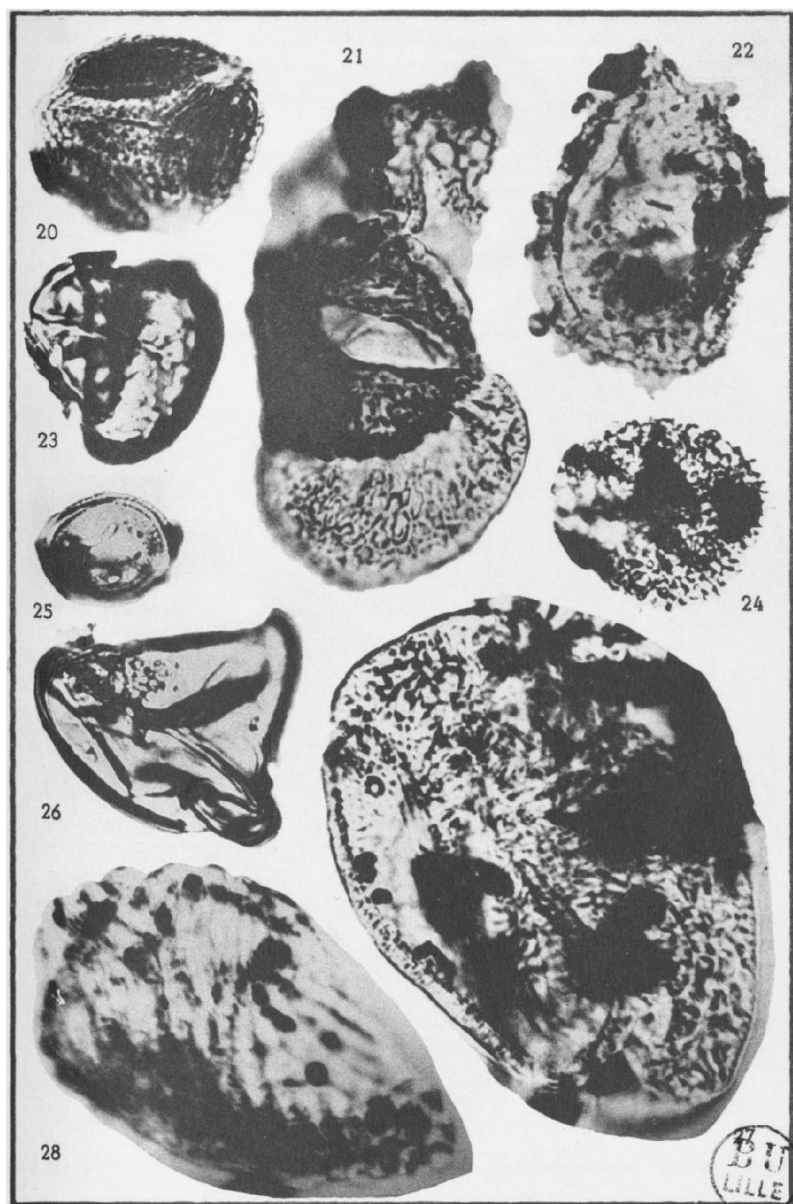


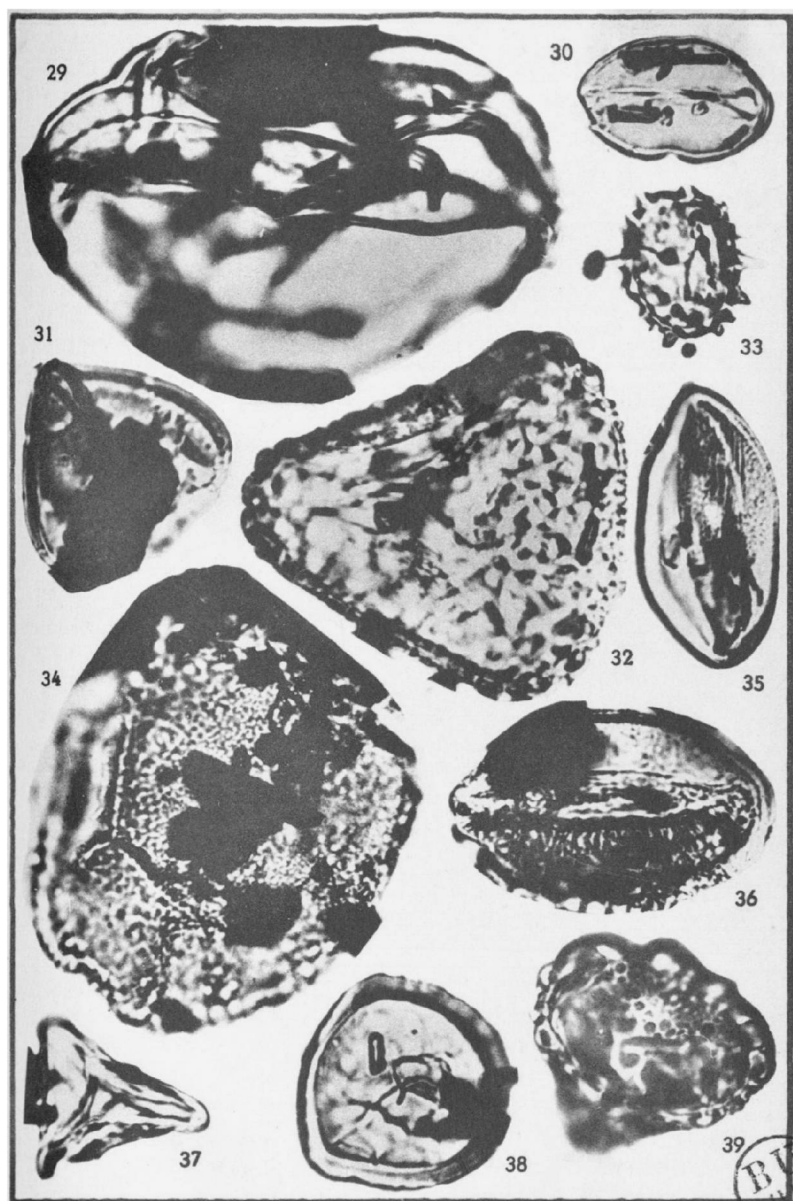
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12











Séance du 6 Mai 1959

Présidence de M. Ch. DELATTRE, Président

Le Président annonce le décès de M. **Emile Poulain** et de M. **Roger Herlemont**.

M. le Chanoine **Dubar** présente une carte du Massif du Haut-Atlas.

Deux communications ont été présentées :

Observations récentes sur les nappes aquifères albiennes et bathoniennes en Picardie

par **A. Bouroz**.

(1 fig.)

Parmi les sondages exécutés récemment en Picardie et dans le Sud de l'Artois pour la connaissance du socle paléozoïque, il en est quelques-uns qui ont permis d'ajouter des renseignements à ce que l'on connaissait antérieurement sur les nappes aquifères de l'Albien et du Bathonien (voir fig. 1).

Ce sont ces renseignements que nous nous proposons de rapporter brièvement :

1) NAPPE DES SABLES VERTS DE L'ALBIEN

Le sondage de Wavans-sur-Authie (P.-d.-C.) (coordonnées Lambert Nord, zone 1 : X = 588 918, Y : 279 195, Z : +37,8) a traversé l'Albien de 133,80 m à 173,60 m (cotes —96,0 à —135,8). Jusqu'à 146,20 m (cote —108,4), la sonde a traversé des argiles sableuses noires, sans incidents, mais, dès qu'à cette profondeur, elle est entrée dans les sables verts pulvérulents, une venue d'eau de 45m³ à l'heure s'est manifestée immédiatement. Elle augmenta graduellement avec l'avancement de la sonde pour atteindre 60m³ à 156 m, pro-

fondeur à partir de laquelle la venue s'est stabilisée à ce volume.

Les caractéristiques de cette eau sont les suivantes (*):

pH	8,1
TAC (alcalinité à l'hélianthine)	51°5
TH (titre hydrotimétrique total)	26°7
THp (titre hydrotimétrique permanent)	6°1

Analyse chimique :

Chlorures exprimés en Cl	2.041 mg/l.
Sulfates exprimés en SO ³	182
Chaux exprimée en Ca O	168,5
Magnésie exprimée en Mg O	45,2
Oxyde de fer exprimé en Fe ² O ³	53
Silice exprimée en Si O ²	8,7
Extrait sec à 180°	4.297,5

La température de l'eau était de 17° et la venue d'eau s'accompagnait d'un apport de sables verts à la surface.

La pression restante en surface, du niveau hydrostatique, était telle qu'on n'a pas cherché à se rendre maître de la venue pendant la durée du sondage. Un tubage avait été mis en place jusqu'à la base de l'Albien pour se protéger contre des éboulements de sable, mais la venue d'eau a continué à se faire entre le tubage et les parois du trou ; elle n'a pu être arrêtée que par colmatage à l'argile et cimentation après la fin du sondage.

Un deuxième sondage, celui de Gézaincourt (Somme) (X : 599 461, Y : 271 072, Z : +99,7) a permis de faire, en ce point, une mesure du niveau piézométrique de la nappe albienne sensiblement au repos : dès que les sables verts eurent été traversés (entre 203 et 212 m), l'eau fit irruption dans le sondage et se stabilisa dans le trou à 17,90 m de l'orifice, soit à la cote +81,8. Cette

(*) Les analyses ont été effectuées par le laboratoire des Usines du Groupe d'Hénin-Liétard des H.B.N.P.C.

CARTE D'IMPLANTATION DES SONDAGES

ECHELLE 1/1 000 000

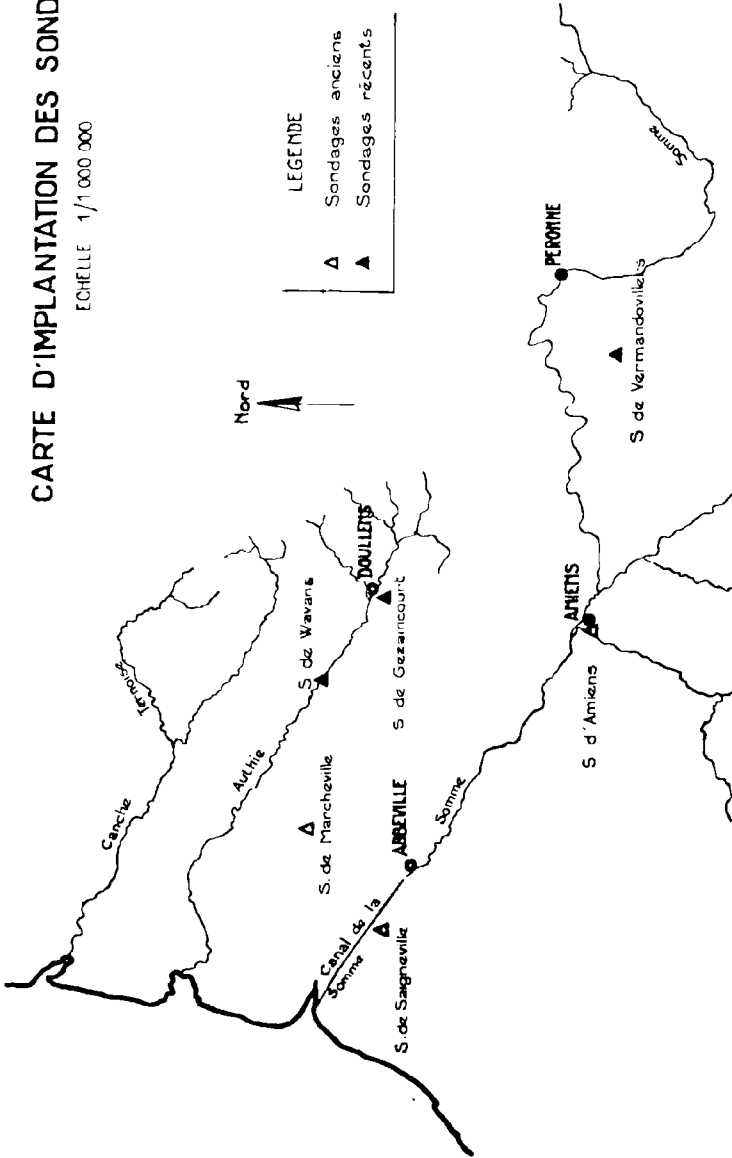


Fig. 1

cote est un minimum car les tubages dans un sondage de reconnaissance n'étant pas rigoureusement étanches, il a pu y avoir un léger rabattement dû à un débit momentané de la nappe albienne dans la nappe de la craie, le niveau piézométrique de cette dernière se situant à la cote +61,2 (à la fin du sondage, une cimentation a isolé les deux niveaux).

2) NAPPE DU BATHONIEN MOYEN

La nappe du Bathonien moyen a donné lieu à un débit artésien dans le sondage de Vermandovillers (Somme) (X : 632 442, Y : 239 336, Z : +84,2). Malgré la cote d'orifice relativement élevée et une boue de sondage de densité 1,13, la venue commença à se manifester à 581 m (1m³/heure) pour monter à 30 m³/heure à 587 m.

Les caractéristiques de cette eau sont les suivantes :

pH	7
TAC	42°
TH	122°
THp	102°

Analyse chimique :

Chlorures exprimés en Cl	7.336 mg/l.
Sulfates exprimés en SO ³	428
Chaux exprimée en Ca O	347
Magnésie exprimée en Mg O	272
Oxyde de fer exprimé en Fe ² O ³	15
Silice exprimée en Si O ²	10

Extrait sec à 180°

13.360

La température de l'eau était, à l'arrivée en surface, de 25°.

Il est à remarquer que, dans ce sondage, la nappe de l'Albien ne s'est pas manifestée comme à Wavans, sans doute à cause de la cote élevée de l'orifice. Par contre, la nappe du Corallien, atteinte vers 343 mètres, a eu tendance à s'écouler faiblement en surface, mais une légère charge d'argile dans la boue de forage a

permis d'arrêter immédiatement la venue. Il n'en a pas été fait d'analyse, l'eau arrivant mélangée à la boue et du fait de l'absence d'écoulement commode en surface, on ne lui a pas laissé le temps de se stabiliser. Mais il faut retenir, qu'à la cote +84, cette nappe est légèrement artésienne dans le Santerre.

Deux autres nappes connues dans la région par le sondage d'Amiens (1) (sommet et base du Kimméridgien) n'ont pas été décelées dans le sondage de Vermandovillers, leur traversée n'ayant donné lieu à aucune perte de boue, manifestation habituelle d'une traversée de nappe importante. Quant à la nappe de la craie, elle a donné lieu, comme à l'habitude dans tous les sondages, à des pertes totales d'injection.

D'une façon générale, les résultats d'analyse des deux nappes sont chacun du même ordre de grandeur que ceux donnés par les sondages antérieurs de la région. Quant à l'artésianisme de ces nappes, on vérifie qu'il y a perte de charge d'Est en Ouest à partir des zones d'alimentation, en affleurement : pour la nappe de l'Albien, la surface piézométrique est de +81,8 à Gézaincourt alors que le sondage de Marcheville (2), situé 30 km à l'Ouest, n'a pas donné d'éruption pour une cote d'orifice inférieure à +79 (*).

De même, pour la nappe du Bathonien, Vermandovillers a donné une venue de 30m³/heure pour une cote de +84,2, alors qu'à Saigneville, la nappe ne s'est pas manifestée pour une cote d'orifice de +10.

Il a été proposé récemment (3) de faire débiter des batteries de forage à partir des zones d'artésianisme des nappes salées des terrains secondaires pour en modifier

(*) La cote d'orifice est donnée par Gosselet comme étant +81, mais le plan directeur ne donne pas de cotes supérieures à +79 pour le village de Marcheville : la différence peut provenir de la non-coïncidence entre le repère du sondeur et la surface du sol.

le chimisme à la longue. Le procédé se heurtera à des difficultés techniques en ce qui concerne la nappe de l'Albien du fait de la mobilisation des sables dès qu'un forage débite une quantité d'eau importante; cette difficulté n'est cependant pas insurmontable avec les procédés modernes de captage. Par contre, le calcaire oolithique ne présente pas cet inconvénient et la nappe du Bathonien se prêterait facilement à cette expérience dont une première application pourrait être faite en vue de l'obtention d'un appoint d'eau important pour l'alimentation du canal du Nord dont l'achèvement, tant de fois différé, a été inscrit au troisième plan d'équipement national.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) E. LEROUX et P. PRUVOST. — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LX, 1935.
- 2) J. GOSSELET. - Les sondages du littoral de l'Artois et de la Picardie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXIV, 1905.
- 3) A. BONTE. - Les eaux profondes du Nord de la France et leur utilisation éventuelle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVIII, 1958.

Sur la géologie de la Grèce méridionale :
remarque sur le Massif du Vardoussia

par **P. Celet.**

(2 fig.)

RÉSUMÉ. — L'étude comparative des séries stratigraphiques du Kiona du Pinde et du Vardoussia montre que cette dernière chaîne présente les caractères d'une zone de transition, zone où s'interpénètrent les faciès calcaires et siliceux propres aux formations voisines. De cette nouvelle interprétation stratigraphique résulte une conception différente de la tectonique de ce massif et de celle de la bordure occidentale de la zone du Parnasse-Kiona.

I. — INTRODUCTION

Le massif du Vardoussia proprement dit constitue une arête étroite allongée du N au S, à l'E de l'Étolie, entre le puissant massif du Kiona à l'E et les prolongements des montagnes du Pinde méridional à l'W. Si cette crête est traversée aisément à ses deux extrémités par le col de Stavros au N à partir d'A. Mousonitsa et par la vallée du Mornos au S depuis Kallion, il est cependant difficile de la franchir entre ces deux points distants d'une vingtaine de km. Le massif présente en effet un versant occidental abrupt, sorte de rempart naturel, où culminent plusieurs sommets importants : le Pr. Ilias (2.437 m) au N, le Kokkinias (2.406 m) et l'Ornio (2.260 m) au centre, le Trapézaki (1.865 m) et l'Ay. Ilias de Kallion (1.200 m) au S. L'axe de la chaîne s'abaisse régulièrement vers le S, cette inflexion semble être une des causes de la percée en cluse du Mornos qui, au lieu de descendre directement vers le Golfe de Corinthe, décrit une large boucle vers l'W en direction de Nafpactos.

Après les premières recherches de Neumayr (1880) dans le Vardoussia, la géologie de ce massif était encore mal connue. Elle le resta d'ailleurs encore longtemps avant les découvertes de calcaires jurassiques à Ellipsactinies par Ktéνας et Négris (1910) et du Trias par C. Renz (1912). En 1914, celui-ci entreprit un grand voyage en Grèce orientale au cours duquel il parcourut le N du Vardoussia. Ses notes et descriptions d'itinéraires, malheureusement dépourvues de coupes géologiques, apportent une importante contribution à la connaissance stratigraphique de cette région. Plus tard, C. Renz (1928, 1955) donnait une interprétation structurale de la chaîne du Vardoussia. Il y distingue deux unités tectoniques : l'une autochtone, formant le socle, constituée par les couches de la série du Pinde-Olonos, l'autre allochtone, charriée sur la précédente, représente un gigantesque lambeau de « nappe » dont le matériel

appartient à la série du Parnasse-Kiona et comprend les calcaires à Ellipsactinies et même les calcaires à Polypiers triasiques (1).

Dans les lignes qui suivent, nous examinerons rapidement les séries stratigraphiques des massifs qui encadrent le Vardoussia avant d'étudier la stratigraphie de cette dernière région. Nous tenterons ensuite de replacer ces différentes unités dans leur cadre paléogéographique, ce qui nous conduira à admettre une autre interprétation tectonique de la bordure occidentale de la zone du Parnasse-Kiona.

II. - STRATIGRAPHIE

1) LA SÉRIE DU KIONA.

Les deux séries stratigraphiques du Parnasse et du Kiona présentent beaucoup d'analogies, c'est pourquoi on les range dans une même zone isopique dite zone du Parnasse-Kiona, caractérisée par ses dépôts calcaires mésozoïques qui contrastent avec les formations du Secondaire des zones orientales et occidentales où apparaissent au Jurassique et au Crétacé des niveaux siliceux.

Nous n'étudierons pas en détail la stratigraphie de cette zone déjà bien connue dans le massif du Parnasse (P. Celet, 1957, 1958). Nous insisterons ici plus particulièrement sur les niveaux caractéristiques qui sont propres au massif du Kiona dans le but d'établir des comparaisons avec les calcaires du Vardoussia attribués par C. Renz à la zone du Parnasse-Kiona.

Les principaux repères stratigraphiques du Kiona sont ceux qui ont été décrits par C. Renz (1911, 1914, 1928, 1938). Nous y ajouterons des modifications apportées récemment par M. J. Papastamatiou (1956), ainsi

(1) Cependant sur la carte géologique de Grèce au 1/500.000^e de 1955, aucun affleurement de Trias calcaire (zone IV) n'est figuré.

que des observations personnelles faites durant les deux dernières années au cours de levés géologiques dans cette région. Le massif du Kiona comprend les niveaux suivants :

a) *Trias supérieur* : il affleure largement sur le flanc E du Dervédes, uniquement sous forme de dolomies grises ou blanches rubanées alternant avec des calcaires dolomitiques et, vers le haut, des calcaires gris contenant de nombreuses algues (1).

b) *Jurassique* : au-dessus des dolomies et calcaires du Trias supérieur viennent directement en concordance des calcaires noirs à Mégalodontes et des calcaires coquilliers à Gastéropodes difficiles à isoler. A ces couches font suite des calcaires pseudo-oolithiques, parfois oolithiques, et renfermant sporadiquement des Polypiers, des Algues ou des Gastéropodes. Au sommet les calcaires deviennent noirs compacts et épais, j'ai pu y trouver des Algues : *Cladocoropsis mirabilis* FÉLIX, *Clypéina jurassica* FABRE, ainsi que des *Koskinolinopsis* (2), indiquant des niveaux du Jurassique supérieur. Les calcaires gris clair à *Actaeonina acuta* ORB. signalés par C. Renz (1955, p. 458) représentent probablement le Jurassique terminal de la partie centrale du massif car je n'ai trouvé les calcaires bréchiques à Ellipsactinies qu'en un seul endroit dans le massif du Kiona, sur son flanc occidental le long du chemin qui conduit de Lidhorikion à Sikia.

c) *Premier niveau de bauxite*: par places les calcaires noirs kimméridgiens à Algues sont recouverts par des couches de bauxite rouge très dense, à structure pisolitique, d'épaisseur variable. Cette émergence, qui correspond à une phase du soulèvement du massif du Kiona, est peut-être en rapport avec l'orogénèse de la ride péla-

(1) Je pense qu'il s'agit de Gyroporelles mais leur étude n'étant pas encore terminée il ne m'est pas permis de l'affirmer.

(2) Déterminations de M. Lys à qui j'adresse ici mes remerciements.

gonienne, orogénèse qui débiterait donc vers la fin du Jurassique.

d) *Crétacé inférieur* : il est représenté par des calcaires en bancs réguliers bien stratifiés de couleur claire avec parfois des taches argileuses verdâtres. Dans la partie inférieure, au-dessus de la bauxite, on trouve souvent des couches à petits Gastéropodes difficilement déterminables. Vers le sommet ces bancs contiennent des oolithes et passent à des calcaires blancs saccharoïdes.

e) *Deuxième niveau de bauxite* : il est développé sur une très grande surface, on le trouve aussi dans le Parnasse et au N jusqu'à la vallée du Sperchios. De même aspect que la bauxite du premier horizon, elle atteint parfois une plus grande épaisseur.

f) *Crétacé supérieur* : la bauxite du second niveau est surmontée par des calcaires noirs à Miliolites et à Rudistes. Les Hippuritidés et les Radiolitidés qu'on y trouve sont des formes comparables à celles généralement décrites au Turonien (C. Renz, 1955, p. 578). Au-dessus viennent des calcaires blancs bréchiques ou microbréchiques à débris de Rudistes qui passent progressivement vers le haut à des calcaires gris en plaquettes, pélagiques, contenant une riche microfaune de *Globotruncana*, Globigérines, caractéristique du Maestrichtien.

g) *Flysch* : il fait suite sans discordance aux calcaires pélagiques et commence par des schistes et marnes rouges ou rose lie de vin où s'intercalent encore quelques bancs calcaires à Globigérines. Ces couches de passage, peu épaisses, supportent le puissant complexe rythmique, grés-argileux et conglomératique au sommet, du Flysch proprement dit. Toutefois ces dernières formations sont peu développées dans la partie supérieure du Kiona.

2) LA SÉRIE DU PINDE MÉDIAN.

Elle correspond à la partie axiale (médiane) de la zone du Pinde méridional. La stratigraphie de la partie N

de la zone du Pinde comprise entre la Thessalie et l'Épire a été décrite par J. Aubouin (1955). J'ai pu étudier les prolongements vers le S de la zone du Pinde, dans la région située entre Karpénision et la vallée du Mornos, au N du Golfe de Corinthe. Dans toute cette partie de la chaîne les faciès sont remarquablement constants, on retrouve ainsi une succession stratigraphique semblable à celle du Pinde méridional proprement dit. A l'E, le Pinde médian est séparé du Vardoussia par un synclinal de Flysch et de Crétacé supérieur appelé synclinal est-étolique (C. Renz), ou synclinal du Pinde oriental (Aubouin).

Voici, en résumé, les grands traits de la succession stratigraphique :

a) *Trias supérieur* : calcaires jaspeux avec intercalations, dans la partie moyenne, de fines strates calcaires à Halobies (Carnien supérieur-Norien).

b) *Jurassique et Crétacé inférieur* : radiolarites bariolées, rouges et vertes, formant un puissant complexe très peu fossilifère.

c) *Eocrétacé terminal* : alternances de grès de marnes rouges et de calcaires microbréchiqes à Orbitolines constituant, comme l'a montré J. Aubouin (1958), un véritable premier Flysch du Pinde (Barrémo-Aptien).

d) *Crétacé supérieur* : calcaires en plaquettes à silex et à microfaune pélagique : Globigérines, Rosalines, Gumbelines, intercalés de bancs à texture microbréchiqie contenant des débris de Rudistes et des Orbitoïdes (Maestrichtien).

e) *Eocène-Flysch* : d'abord alternance de strates calcaires pélagiques à Globigérines et de grès à débris de roches vertes (1), puis très épaisse série grés-marneuse (plus de 1.000 m) au sein de laquelle des bancs calcaires

(1) Remarquer l'absence des niveaux schisteux rouges à la base du Flysch, si caractéristiques de la Grèce orientale.

contiennent une faune du Lutétien et du Priabonien inférieur (J. Aubouin, 1957, p. 247).

3) LA SÉRIE DU VARDOUSSIA.

La description stratigraphique qui va suivre peut être étudiée pas à pas sur le terrain, d'une manière ininterrompue, en remontant de la chapelle d'Ay, Marina (Klima) en direction de la crête du Trapézaki et en redescendant ensuite vers la vallée du Mornos. Comme le montre la figure 2, la série est *continue* jusqu'au Tithonique, la coupe ne révèle aucune trace de charriage, les couches se succèdent dans un ordre régulier comme dans une série stratigraphique normale. Les failles qui disloquent la retombée orientale de la chaîne n'ont qu'un faible rejet et n'affectent que les formations crétaées.

Au N du Vardoussia, les coupes transversales E-W sont moins faciles à interpréter par suite de plissements perpendiculaires à l'axe de la chaîne, mais il n'entre pas dans le cadre de cette note de les décrire.

En partant de l'W, depuis le front de chevauchement occidental du Vardoussia sur le Flysch étolique, on distingue, de bas en haut, les différentes assises suivantes :

a) *Trias supérieur* : il débute par des bancs réguliers comportant : — à la base des dolomies grises saccharoïdes avec des intercalations de calcaires en plaquettes souvent jaspeux et séparés par des minces délits marneux verdâtres. Dans certains lits calcaires finement rubanés on trouve des Halobies : *Monotis (Halobia) superba* Mojs., caractéristiques du Carnien-Norien (selon C. Renz) ; — vers le haut, les dolomies disparaissent, les calcaires jaspeux deviennent de plus en plus abondants avec des passages de jaspes à Radiolaires.

b) *Jurassique* : il est constitué de jaspes à Radiolaires multiplissés rouges, gris ou verts en plaquettes avec des passées de calcaire siliceux microcristallin à Radiolaires.

Dans la partie supérieure s'intercalent des banes de calcaires microbréchiques à silex d'épaisseur croissante vers le sommet où s'observent souvent des oolithes et des gravelles de petite taille. Sauf dans les niveaux les plus élevés où apparaît une microfaune peu caractéristique, il n'y a pas de fossiles permettant de dater l'une ou l'autre des formations radiolaritiques. Dans ces conditions on déduit l'âge jurassique de ces couches à Radiolaires de leur intercalation entre le Trias supérieur et le Tithonique.

c) *Tithonique et Crétacé inférieur* : à la série précédente fait suite, en continuité, par passage progressif, des alternances de radiolarites et de calcaires bréchiques contenant vers la base de nombreuses plages silicifiées. Les éléments de la brèche renferment souvent de très beaux spécimens d'*Ellipsactinia ellipsoidea* STEIN. (1) et parfois des Polypiers ; le ciment est légèrement argileux et jaune-verdâtre.

d) *Crétacé moyen et supérieur* : les formations à Ellipsactinies sont surmontées par des calcaires eux aussi bréchiques où dominent des fragments de Rudistes et dans lesquels apparaissent des Orbitolines étudiées par M. Lys. Il n'y a plus, dans ces niveaux bréchiques à débris de Rudistes et à Orbitolines, que de rares intercalations de calcaire jaspeux à Radiolaires. Au-dessus vient un complexe très épais, plissé, de calcaires roses à grain fin en plaquettes à Foraminifères pélagiques : Globigérines, Rosalines, d'âge maestrichtien (2).

e) *Flysch* : les calcaires pélagiques du Crétacé supérieur passent graduellement vers le haut à des marnes

(1) Décrits par Kténas et Négris, *op. cit.*, d'âge tithonique et même valanginien d'après K. Petkovic (1950) : Le Tithon-Valanginien dans la Serbie orientale. Ann. géol. Pénin. balkanique, t. XII, p. 37-39.

(2) Au N du Vardoussia, en remontant du col de Stavros au Pr. Ilias, j'ai trouvé au sommet des calcaires en plaquettes roses dans des intercalations microbréchiques quelques Orbitoïdes maestrichtiennes.

schisteuses rouges identiques à celles du Parnasse-Kiona et de puissance comparable (une cinquantaine de m). Le Flysch gréseux ou gréso-marneux, très épais, devient conglomératique au sommet, les galets qu'on y trouve ont pour origine du cristallin, du cristallophyllien et même des grès remaniés du Flysch lui-même.

III. — CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

L'étude des variations de faciès observées dans les séries du Pinde, du Vardoussia et du Kiona (fig. 1) est particulièrement significative du point de vue de la paléogéographie de la Grèce méridionale durant le Mésozoïque.

La zone isopique du Pinde, au N du Golfe de Corinthe, allongée axialement entre deux zones surélevées constituées par le Kiona à l'E et le Klokova à l'W, a été durant le Jurassique et le Crétacé inférieur une aire de sédimentation holopélagique. Bien que les jaspes à Radiolaires qu'on y trouve ne soient pas un critère bathymétrique suffisant, puisqu'on connaît des radiolarites dans des zones littorales, il semble qu'ici ces dépôts se soient formés dans une dépression profonde ou « sillon ». D'autres arguments : absence de fossiles, dépôts de manganèse, épaisseur réduite du Jurassique (cf. J. Aubouin, 1955, 1957a et J.H. Brunn, 1956) viennent corroborer une telle hypothèse et confirmer cette interprétation.

La zone du Parnasse-Kiona au contraire est restée très peu profonde durant la majeure partie du Secondaire, elle a même été exondée. La sédimentation calcaire récifale et néritique débute dès le Trias supérieur, elle se poursuivra sans interruption jusqu'au Crétacé supérieur. Solidement enracinée, cette zone est demeurée stable durant cette période et a constitué un « haut fond » qui séparait le sillon du Pinde de la ride pélagonienne et ses marges occidentales (zone subpélagonienne).

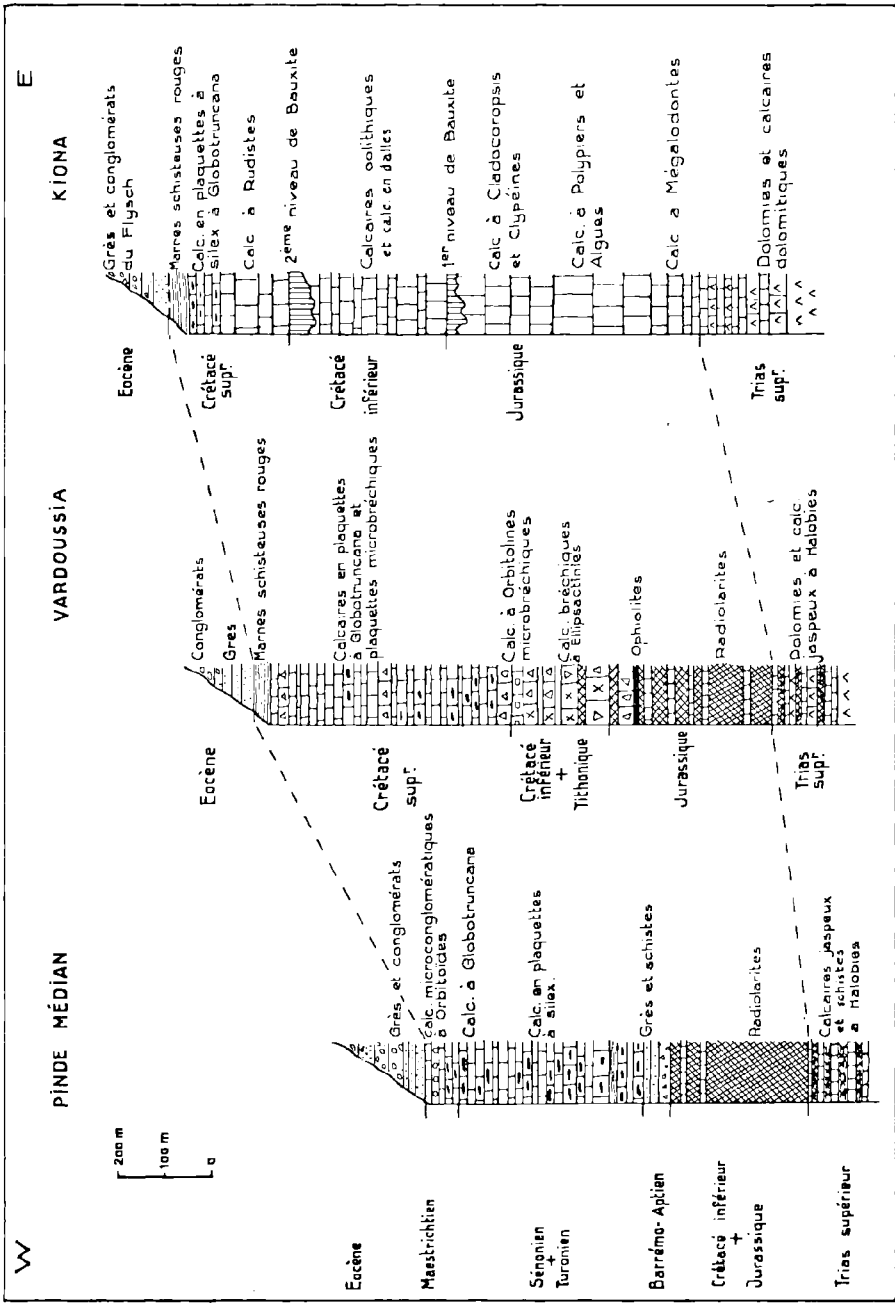


FIGURE 1. — Représentation simplifiée des différentes séries stratigraphiques dans la partie médiane de la Grèce méridionale.

Une comparaison des séries stratigraphiques (fig. 1) montre que les faciès siliceux du Pinde médian et ceux du Vardoussia présentent des affinités qui nous conduisent à les considérer comme faisant partie d'une même zone paléogéographique. Il existe cependant, dans le Vardoussia, des caractères particuliers qui marquent le passage de la zone du Pinde à celle du Parnasse-Kiona. Les faciès de transition apparaissent déjà au Trias (dolomique), mais c'est surtout au Jurassique supérieur qu'ils se développent. Il y a de nombreuses intercalations calcaires dans les radiolarites auxquelles viennent s'ajouter, principalement au sommet, des niveaux bréchiques calcaires. Cette addition se traduit par l'augmentation de l'épaisseur, c'est ainsi que l'ensemble Jurassique-Crétacé inférieur n'atteint que 300 m dans le Pinde médian tandis qu'il dépasse 500 m dans le Vardoussia.

Comment les radiolarites, qui ont dû se déposer au large des côtes sous une assez grande épaisseur d'eau, peuvent-elles coexister avec des calcaires bréchiques d'origine littorale ? La meilleure explication semble être fournie par les observations récentes sur les courants de turbidité (1), ces courants sous-marins peuvent en effet emporter très loin des débris arrachés sur les hauts fonds ou sur la plate-forme continentale. On comprend ainsi beaucoup mieux la genèse des calcaires bréchiques à Ellipsactinies dont les éléments, sédimentairement allochtones, dévalaient le flanc occidental du Kiona et venaient s'accumuler en bordure de la fosse du Pinde. Dans le Parnasse au contraire les Ellipsactinies vivaient dans des eaux plus calmes et gisent dans des calcaires compacts (P. Celet, 1957, p. 576). Ces remaniements intraformationnels expliquent également l'association des calcaires fins pélagiques à Globigérines et des calcaires microbréchiques à débris usés de Rudistes, Bryozoaires, Algues, etc... du Crétacé supérieur.

(1) Kuenen P. (1948) : Turbidity currents of high density. *Int. géol. Congr.*, 18^e session, part. 8, p. 44-52.

La région du Parnasse-Kiona a bien constitué une barrière durant le Mésozoïque, barrière que les apports détritiques en provenance de la zone subpélagonienne ne pouvaient pas franchir ; il est remarquable en effet que l'on ne trouve pas, dans le Crétacé du Vardoussia, de brèches à débris de roches vertes et de radiolarites si fréquentes dans le Koziakas (J. Aubouin, 1957b) et dans le Parnasse oriental (P. Celet, 1958).

Le Vardoussia correspond donc à la marge orientale du Pinde, au point où ce dernier se raccordait au haut fond du Parnasse-Kiona, il peut être considéré en quelque sorte comme un « talus » limitant deux régions fortement dénivelées. Comme il est fréquent en Grèce, consécutivement à ce genre de flexure de l'écorce terrestre : lieu de distension de la croûte sialique et zone de moindre résistance, à l'emplacement de ce plissement des émissions ophiolitiques se sont produites. On en retrouve une dans la vallée Zitz, à l'W de Kouniako, au sommet des radiolarites et sous les calcaires à Ellipsactinies (1).

Par rapport aux zones isopiques plus septentrionales, il semble que la région du Vardoussia représente une des parties les plus internes connues de la zone du Pinde ; en effet, d'après J. Aubouin (1958), au N il n'existe pas de transition entre les faciès du Pinde axial tels que nous les avons définis et ceux du Kotziakas tels que nous les connaissons. Il faudra tenir compte de ce fait si nous voulons comprendre à l'avenir les relations qui existent entre la zone du Parnasse-Kiona et les zones voisines.

(1) Les ophiolites ne semblent pas avoir dépassé l'axe de la chaîne car on ne les retrouve pas sur le flanc W, c'est pour cette raison qu'elles n'ont pas été mentionnées sur la figure 1.

IV. — CONSEQUENCES TECTONIQUES

C. Renz, rappelons-le, a considéré les calcaires à Ellipsactinies du Vardoussia comme faisant partie d'une « klippe » détachée de la couverture du Parnasse-Kiona. Cette couverture aurait glissé sur une surface sub-horizontale et se serait étendue assez loin vers l'W, abandonnant d'autres lambeaux témoins au NW du Vardoussia (Kriatsi, Souroutsi) ; je les ai étudiés récemment, il s'agit de calcaires bréchiques à débris de Rudistes et de radiolarites dont les faciès, très différents de ceux du Parnasse, seraient plutôt à rattacher, je pense, à la zone subpélagonienne. Par contre, le prolongement méridional du Vardoussia est particulièrement net. Les calcaires bréchiques à Ellipsactinies se retrouvent au sommet du Pynon (Kotsiliéri), au SW de Lidhorikion, ils sont ici redressés à la verticale et succèdent à l'ensemble des calcaires et radiolarites comme au Trapézaki. Vers le haut ils passent, sans discordance, aux calcaires en plaquettes à débris de Rudistes et *Globotruncana* eux-mêmes surmontés des schistes rouges et des grès du Flysch. Cette série est parfaitement continue et facile à suivre, elle chevauche de la même façon sur le Flysch étolique.

La figure 2 est un essai de reconstitution schématique de la structure du Vardoussia à la lumière des nouvelles corrélations stratigraphiques établies ci-dessus. Cette coupe a été choisie dans la partie moyenne du massif pour des raisons tectoniques, nous avons vu en effet que, dans la région septentrionale, des complications de détail rendent les interprétations plus délicates. Les deux failles principales F_1 et F_2 sont fortement inclinées vers l'E, elles amènent au contact du Flysch les calcaires compacts jurassiques du Kiona d'une part et les dolomies et jaspes triasiques du Vardoussia d'autre part. L'ampleur des chevauchements n'apparaît nettement qu'en certains points, là où l'érosion a entamé les calcaires, en particulier au niveau de la cluse du Mornos et vers

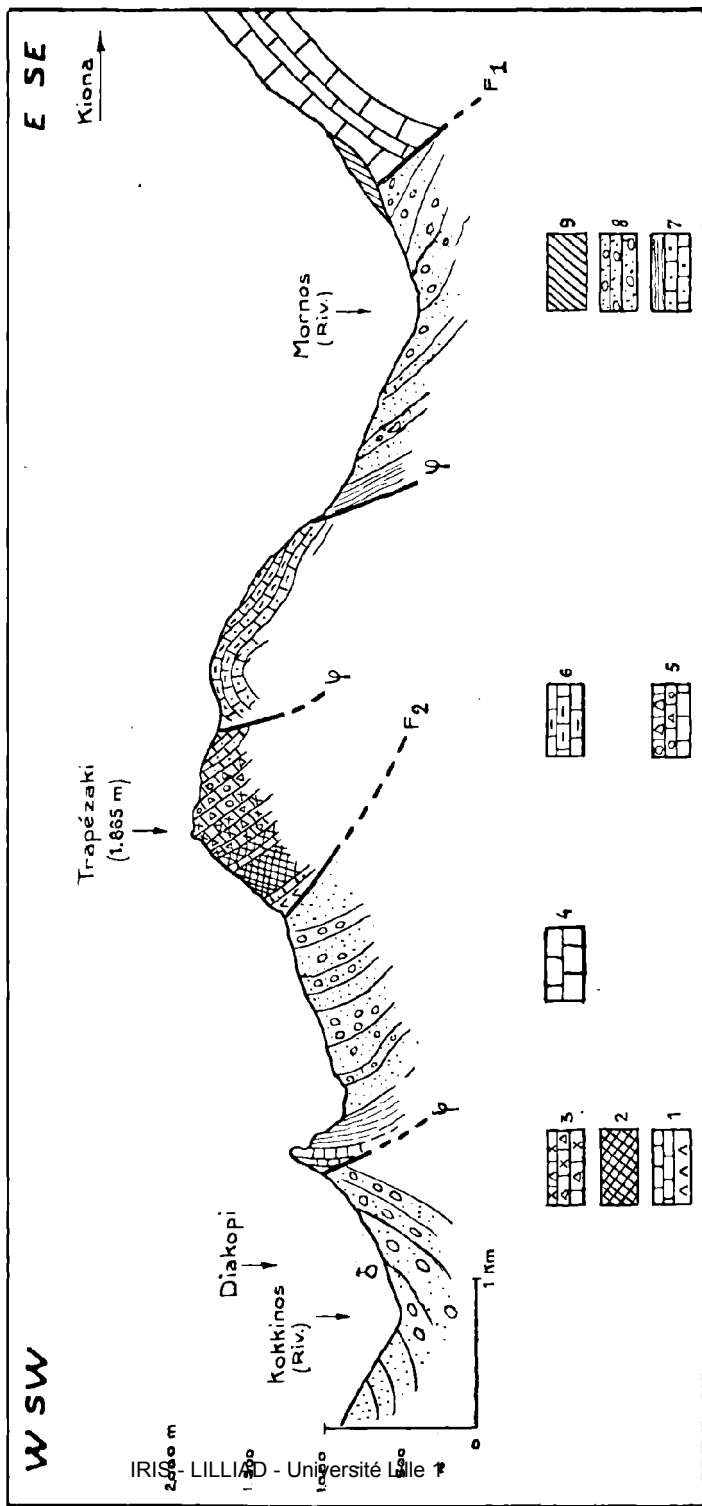


FIGURE 2. — Profil tectonique schématique du Vardoussia.

- 1 : calcaires roses et schistes rouges ; 2 : calcaires rouges ; 3 : calcaires bréchiques à Ellipsactinies ; 4 : calcaires jaspés à Halobies et Dolomies ; 5 : calcaires microbréchiques à Orbitolines ; 6 : calcaires compactes jurassiques du Kiona ; 7 : grès et conglomérats du Flysch ; 8 : calcaires en plaquettes à *Globotruncana* ; 9 : formations éboulées.

Lidhorikion. Cependant, l'écaillage des couches vers l'W, souvent accompagné d'accidents subverticaux ainsi que de nombreux plissements disharmoniques, rend très aléatoire, au niveau de cette coupe, l'estimation du rejet des grandes failles inclinées.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN J. (1955). -- Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Epire. *B.S.G.F.* (6), t. V, p. 143-154.
- AUBOUIN J. (1956). -- Sur la géologie du Pinde méridional : remarques sur le massif du Kotziakas (Province de Thessalie, nome de Trikala). *Prak. Ac. Athènes*, vol. 32, séance du 22 nov., p. 57-62.
- AUBOUIN J. (1957). -- A propos de la série du Pinde-Olonos. Essai de corrélations stratigraphiques dans le Pinde méridional. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. 8, p. 246-262.
- AUBOUIN J. (1958). -- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins d'Epire et de Thessalie. Th. Paris. A l'impression, *Ann. géol. Pays hellén.*, t. X, 1959.
- BRUNN J.H. (1956). -- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Th. Paris. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. VII, 358 p., 76 fig., 20 pl., 1 carte coul. 200.000^e.
- CELET P. (1957). -- Recherches géologiques préliminaires dans le massif du Parnasse (Grèce). *B.S.G.F.* (6), t. VII, p. 571-583.
- CELET P. (1958). -- Existence d'une série crétacée allochtone dans la région occidentale du Parnasse (Grèce). *B.S.G.F.* (6), t. VIII, p. 471-486.
- KTÉNAS C.A. et NÉGRIS P. (1910). -- Sur la présence de couches à *Ellipsactinia* aux monts Vardussa et sur la zone orientale du Flysch d'Etolie en Grèce. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 150, p. 748-749.
- NEUMAYR M. (1880). -- Der geologische Bau des westlichen Mittelgriechenlands. *Denk. Ak. Wiss. Wien, Nat. Kl.*, Bd 40, p. 91-128.
- PAPASTAMATIOU J., TATARIS A., BORNOVAS J., KRISTODOULOU G. (1956). -- Cartographie géologique de la feuille d'Amfissa au 50.000^e. *Pub. Inst. geol. Subs. Research*, bull. n° 3, p. 5-8.
- RENZ C. (1911). -- Kreide und Trias im Kiona und Oetagebiet (Mittelgriechenland). *Sitz. Ber. preus. Akad. Wiss. Berlin*, p. 1.112-1.125.

- RENZ C. (1912). — Die Trias im östlichen Mittelgriechenland. *Centr. Bl. für Min.*, n° 3.
- RENZ C. (1914). — Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge. *Neues Jahrb. für Min.*, Beil. Bd 38, p. 69-79.
- RENZ C. (1928). — Geologische Untersuchungen in den Gebirgsmassiven der Vardussia und Kiona. *Mém. Ac. Athènes*, t. 3, p. 742-748.
- RENZ C. (1938). — Neue geologische Untersuchungen im mittelgriechischen Gebirgsmassiv der Kiona. *Ibid.*, t. 13.
- RENZ C. (1955). — Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären Formationen Griechenlands. Athènes, *Publ. Inst. geol. Subs. Research*.

Réunion extraordinaire du 24 Mai 1959

Partis de Lille à 7 heures 30 les Membres de la Société se sont d'abord rendus dans la forêt de Trélon pour y observer les schistes fossilifères du Famennien, puis ils ont visité la carrière du Château-Gaillard à Trélon où ils ont pu voir un très beau récif frasnien. La fin de la matinée a été ensuite consacrée à l'étude du Givétien et du Frasnien dans la carrière Blavet à Glageon.

Vers 13 heures 30, un déjeuner réunit les excursionnistes à Fourmies et c'est à l'issue de ce dernier que se tint la réunion extraordinaire de la Société.

Prenant la parole, M. Ch. Delattre, Président, a retracé la vie de la Société depuis un an. Il a rappelé en particulier les distinctions qui ont honoré certains de nos membres. En terminant son allocution, le Président a souligné la signification de la réunion extraordinaire et a invité les sociétaires à participer nombreux à ces rencontres sur le terrain au cours desquelles peut « s'exprimer mieux encore l'amitié qui unit les membres de la Société ».

M. Dumon, au nom des excursionnistes, a remercié M. Delattre d'avoir organisé cette réunion qui fut si fructueuse pour tous.

A l'issue du déjeuner, les participants ont visité les sablières de Trélon où affleurent les calcschistes à Calcéoles du Couvinien et des sables dont l'âge et les conditions de formation ont été longuement discutés.

Séance du 3 Juin 1959

Présidence de M. Ch. DELATTRE, Président.

Sont élus Membres de la Société :

M. **Victor Van Straelen**, Directeur honoraire de l'Institut royal d'Histoire Naturelle de Belgique, 7, rue Géo-Bernier, Bruxelles.

Mlle **Jacqueline Raffestin**, Licenciée ès-Sciences.

Mlle **Michelle Monniez**, Licenciée ès-Sciences.

Le Président annonce que le B.R.G.G.M. a accepté d'effectuer un échange de ses publications avec celles de la Société Géologique du Nord. Il adresse tous ses remerciements à M. **Laffitte**, Directeur de cet organisme, et donne la parole à M. **Ricour** qui présente certaines des publications du B.R.G.G.M. sorties de presse depuis le début de l'année :

P.M. Tatarinov, 1955. — Conditions de formation des gisements de minerais (métalliques et non métalliques).

Cette publication vient combler une lacune de notre bibliographie géologique. En effet, la géologie des « Gîtes minéraux » de M. Raguin est avant tout un manuel.

Tatarinov donne au mot minerais un sens large qui comprend aussi bien les minerais métalliques que les autres substances utiles à l'exclusion toutefois des combustibles.

R. Soyer, 1959. — Dictionnaire Français-Allemand et Allemand-Français de Géologie appliquée aux travaux publiés et à l'hydrogéologie.

Prospection et protection du sous-sol. — Publication russe ; *Trudy gorno-geol. Inst.*, S.S.S.R.

Cette revue traduite du russe est l'organe du Ministère de la Géologie et de la protection du sous-sol. Il s'agit d'une publication mensuelle qui donne un aperçu des nouveautés tant géologiques que minières de l'Union Soviétique.

3 communications ont été présentées :

Sur la présence de Pterygotus sp dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne)

par **Gérard Waterlot**.

L'étude comparée de la faune du Downtonien anglais, de la faune siluro-dévonienne de Liévin et de celle qui caractérise le Gédinnien inférieur de l'Ardenne (Ch. Barrois, P. Pruvost, G. Dubois, 1920, Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VI, fasc. 2) a permis à ses auteurs d'établir le synchronisme entre le Downtonien anglais, d'une part, la série de couches connues dans l'Artois sous les termes d'arkose de Bois-Bernard, schistes de Méricourt et schistes et psammites de Liévin, d'autre part, et enfin, le Gédinnien inférieur de l'Ardenne (poudingue et arkose de Fépin, schistes de Mondrepuis).

Les listes des fossiles rencontrés dans les séries anglaise, artésienne et ardennaise sont, en effet, très comparables. Néanmoins, le Gédinnien inférieur de l'Ardenne n'avait pas encore, à ma connaissance, livré certains fossiles connus dans les schistes de Méricourt et les psammites de Liévin, en Artois, et dans les grès de Downton, comme le *Pterygotus* et la *Lingula minima*.

au cours d'une excursion récente, une lentille de tes noirs, intercalée dans les banes d'arkose d'Haybes (rière de Fépin, rive gauche de la Meuse) a été citée et a livré quelques restes appartenant à ces nismes.

La présence de *Pterygotus* sp est marquée par la uverte, due à l'un de nos étudiants (José Leplat), fragment de segment portant les proéminences caractéristiques en forme d'écailles semi-circulaires. En outre, un autre étudiant (J.H. Guillon) a trouvé un fragment de patte ambulatoire comprenant deux articles. L'un d'eux est plus gros que l'autre (longueur conservée: 16mm, largeur: 10 mm) et il est orné d'écailles qui sont grosses dans la portion antérieure de la partie la plus voisine du corps et qui deviennent plus petites dans la portion postérieure ainsi que dans la partie la plus éloignée du corps. Le deuxième article est plus court (longueur: 12 mm, largeur: 7 mm) et il est pratiquement lisse et sans ornementation. Le *Pterygotus* est connu dans le grès de Downton et dans les schistes de Méricourt, à Liévin.

A ces restes était associée une *Lingula minima* Sow.; la coquille est de petite taille (longueur: 9 mm. plus grande largeur: 4,5 mm), allongée, avec des bords latéraux rectilignes, d'abord subparallèles puis convergeant vers le crochet qui est aigu; le bord frontal est arrondi; la valve est légèrement convexe et ornée de fines stries concentriques. Cette forme est caractéristique du grès de Downton; elle existe en Artois dans le niveau des schistes et psammites de Liévin.

Si l'on ajoute la présence de très nombreux fragments de plantes, filiformes, avec ramifications dichotomiques, et les empreintes de Lamellibranches déjà connues, l'arkose d'Haybes présente les mêmes caractéristiques que le grès de Downton, ce qui souligne l'origine nettement littorale de la formation.

Le Carbonifère continental du Bassin de Taoudenni
(Sahara occidental)

Note préliminaire

par **Jean Fabre** et **J.R. Villemur.**

(3 fig.)

Le « Synclinal » de Taoudenni, l'un des plus vastes du monde (Monod) — il vaudrait mieux d'ailleurs parler de « synclise » — a été longtemps l'une des régions les moins connues du Sahara. Les recherches de Chudeau (1909-1913), de Meyendorff (1942), de Monod (1934-1952) y ont révélé l'existence d'une série sédimentaire allant du Cambrien au Carbonifère et recouverte en discordance par le « Continental intercalaire » (Mésozoïque). C'est en particulier le dernier de ces auteurs qui, pour la première fois (1935), a démontré, par la

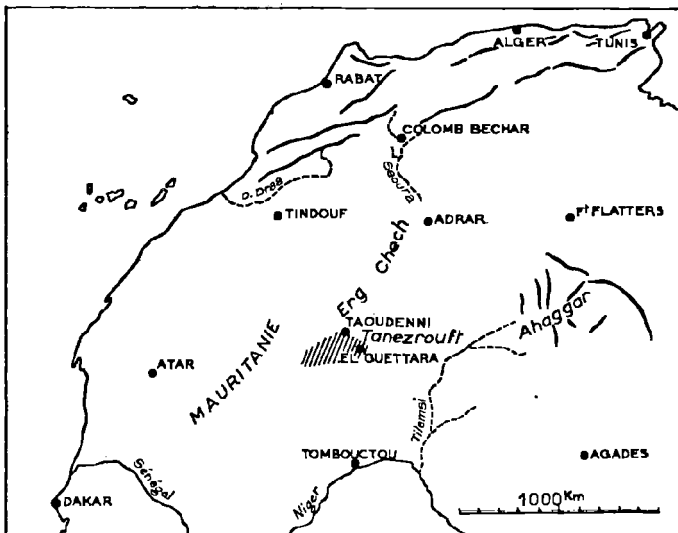


FIG. 1

découverte de *Stigmaria*, l'âge carbonifère des couches rouges sommitales de la série Primaire, faciles à confondre avec les terrains plus récents de la couverture post-primaire.

L'ensemble de la série sédimentaire de ce bassin est étudié depuis 1951 par l'un de nous (J.R.V., thèse en cours). La présente note ne concerne que les couches terminales, objet d'une mission (1) récente (J.F.) et n'a d'autre prétention que d'apporter quelques précisions sur la géologie d'une formation particulièrement mal connue ici, mais qu'en d'autres lieux du Sahara les sondages pétroliers doivent souvent traverser avant de trouver les « roches magasins ».

Après avoir brièvement rappelé la stratigraphie du Dinantien, nous étudierons les couches à calcaires bréchoïdes qui surmontent le Viséen et constituent la Hammada El Haricha, vaste glacis hérissé de cailloux et incliné en pente douce vers le S et l'W (suivant les endroits). Nous décrirons ensuite la série argilo-gréseuse qui vient au-dessus et qui correspond au « Continental » proprement dit.

I. — LE CARBONIFÈRE INFÉRIEUR MARIN

Au-dessus du Dévonien marin, qui se termine par des schistes argileux azoïques, le Carbonifère inférieur débute par des faciès marins détritiques, fossilifères comprenant le Tournaisien et probablement la base du Viséen.

Au Viséen s'installe une sédimentation calcaire, en deux épisodes séparés par une phase détritique gréseuse

(1) Cette mission a été possible grâce à une subvention du C.N.R.S. Nous tenons à remercier aussi ceux qui, à des titres divers, nous ont aidé : Monsieur JACQUEMONT, du B.R.P., Monsieur PICHON, de l'O.C.R.S., le B.R.G.G.M., le Méditerranée-Niger, la 85^e brigade de nivellement de l'Institut Géographique National, et les militaires du 3^e C.S.I.M.A. de Taoudenni et de Tombouctou.

au centre et à l'W du bassin, marneuse à l'Est. On constate d'W en E un épaissement de l'ensemble de la série, en même temps qu'une succession moins désordonnée des détritiques et des colloïdes. Ainsi sur la coupe la plus orientale, d'In Dagouber à El Guettara, on observe, sur environ 400 m d'épaisseur, de bas en haut :

— grès à muscovite ;

— série de schistes avec alternance rythmique de bancs de grès ;

— alternance argile-grès ;

— apparition de niveaux calcaires et de marnes, au milieu de grès et d'argiles, et disparition de la muscovite, abondante jusqu'ici ;

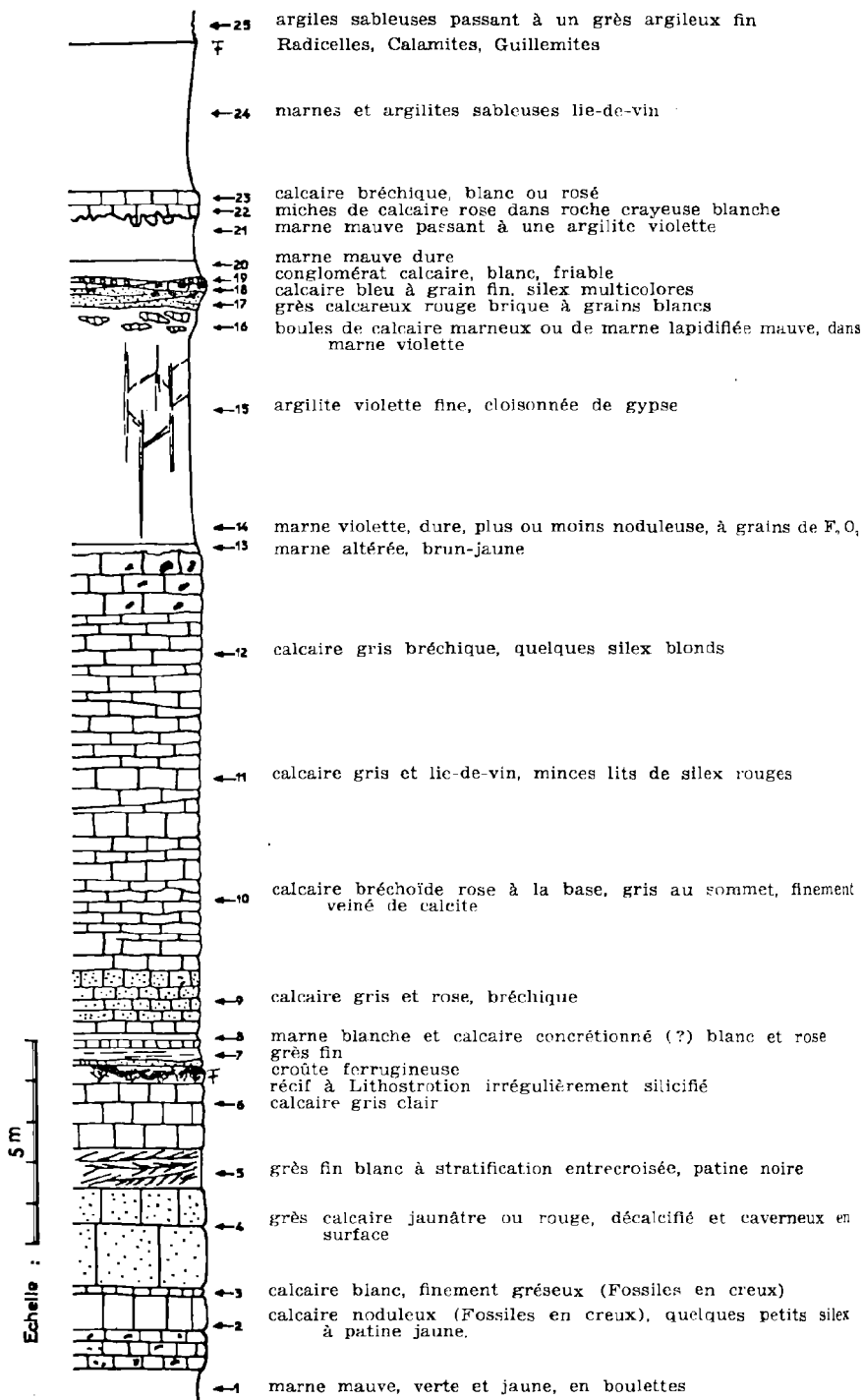
— disparition des détritiques : sédimentation calcaire et colloïdale (argiles, marnes et petits bancs calcaires). La faune montre une coexistence de types à caractères tournaisiens et d'espèces à caractères viséens ;

— calcaires de la Hammada Safia à *Gigantoproductus* ;

— alternance marno-calcaire, débutant par un banc de marnes gréseuses ;

— calcaires de la Hammada El Haricha. Vers le sommet un niveau silicifié, dont il sera question plus loin, a livré, dans la région d'El Guettara : *Aviculopecten sp.*, *Gigantoproductus sp.*, id ou *Davisiella sp.*, *Striatifera cf striata* Fischer. Un niveau semblable (le même ?), sous les calcaires bréchiques, entre Téliq et Bir en Naharat, a donné : *Aviculopecten sp.* Enfin, des calcaires bleus, compacts, du sommet de la Haricha, sous les grès rouges « continentaux » au NW du Kreb el Jmel, contiennent *Gigantoproductus sp.*, id ou *Davisiella*. Rien de tout cela ne semble indiquer un âge plus récent que le Viséen ;

— brèches calcaires azoïques.



II. — LE PASSAGE DU RÉGIME MARIN AU RÉGIME
CONTINENTAL : LES COUCHES A CALCAIRES BRÉCHOÏDES

Une coupe dans la partie orientale du bassin, au NE du puits d'El Guettara, montre, sur la Hammada El Haricha, le passage des couches marines du Viséen aux couches continentales du « Post Tassilien ». Th. Monod l'y a déjà décrit et indiqué l'intrication des faciès « Safia » (dalles de calcaire bleu à grands *Productus*) et « Haricha » (calcaires bréchoïdes azoïques, marbrés de bleu, de blanc, etc...) et des grès et des marnes vineux, lilas.

A une dizaine de km au NE d'El Guettara, on relève la coupe suivante (les couches plongent très faiblement vers l'W ou le SW) (voir fig. 2) :

1) *La coupe du banc 1 au banc 6* a été relevée sur la petite falaise bordant l'Oued qui dessine, sur le bord de la Hammada El Haricha, l'encoche bien visible dès que, venant d'El Guettara, l'on a dépassé les buttes de Continental des environs immédiats du puits. Audessous, c'est toute l'épaisseur du Viséen marin entre Haricha et Safia (près de 80 m) et sous la Safia. Le banc n° 6 se termine par un récif à *Lithostrotion* très typique : entre les touffes de ce polypier, qui à l'endroit étudié ont 0,15 m à 0,50 m de diamètre en moyenne, on trouve une faune de ~~grands~~ brachiopodes (*Productus*, etc...), Gastéropodes (cf. *Evomphalus*, cf. *Macrocheilus*), *Encrines*, *Orthocères* et quelques polypiers isolés et brisés du groupe des *Clisiophyllides*.

Ce récif, bien que mince, paraît se suivre sur une grande distance. Il est partiellement et irrégulièrement silicifié. La silicification n'a souvent affecté que la moitié d'une touffe de *Lithostrotion*, un groupe de *Productus* et non la gangue calcaire qui l'englobe, ou l'inverse. Les parties silicifiées peuvent être surmontées d'un peu de calcaire ou au contraire affleurer à la surface du banc.

Cette surface, enduite d'oxyde de fer, représente peut-être un « hard ground » et correspond, semble-t-il, à un changement définitif de la sédimentation : dans les calcaires bréchoïdes, les marnes, les argiles et les grès qui la surmontent, nous ne trouverons plus de fossiles marins. *C'est là qu'il conviendrait donc de placer la limite supérieure du Viséen marin*, si d'autres coupes précises, en d'autres points du bassin, en montent la continuité. La silicification du récif serait contemporaine de cette émergence (ou de ce non-dépôt coïncidant avec le changement de régime).

Ce dernier phénomène mis à part, la coupe ci-dessus n'est pas sans rappeler ce que nous avons précédemment observé à Tindouf à la limite Viséen marin-Namurien. Là encore, le changement de régime sédimentaire suivait presque immédiatement le récif à *Lithostrotion* qui couronnait la série calcaire. Mais ici, l'installation d'une sédimentation continentale de type « Houiller classique » est, comme nous allons le voir, plus rapide et plus nette.

2) *Les calcaires bréchoïdes de la Haricha.*

Les banes calcaires qui, sur le terrain, semblent faire le passage entre le Viséen marin et le Post Tassilien continental, n'ont jusqu'à présent livré aucun fossile, et présentent entre eux de grandes analogies pétrographiques.

On en compte trois, étagés sur une vingtaine de mètres.

Le banc inférieur, qui surmonte le récif à *Lithostrotion*, est épais de 10 à 15 m. Il forme la Hammada El Haricha proprement dite. Les deux banes supérieurs (déjà notés par Monod), sont beaucoup moins épais (1 m environ). Ces trois horizons sont séparés les uns des autres, ainsi que des couches marines qu'ils surmontent, par des argiles et des marnes, blanches (au-dessus du Viséen), violettes ou mauves (lorsqu'elles sont sèches) ou lie-de-vin (lorsqu'elles sont mouillées).

a) *Le banc inférieur*, épais d'une dizaine de mètres environ (une évaluation précise n'a pas été possible faute d'une coupe complète), forme une grande partie de la Hammada El Haricha, le reste de celle-ci étant constitué, à l'E par les calcaires marins immédiatement sous-jacents, et à l'W par les deux bancs calcaires supérieurs.

Il présente à la base un faciès de fausse brèche très curieux : sur 2 m environ on note un calcaire bréchoïde gris et rose ; à la surface du ou des lits, des éléments de calcaire gris beige, de taille variée (souvent de l'ordre du cm), aux formes plus ou moins biscornues, aux contours émoussés, sont séparés par une substance grenue, calcitique, rose. A 2 ou 3 cm de profondeur (sur l'échantillon étudié), la roche n'est plus qu'un calcaire fissuré, les fissures (1-2 mm par ex.) remplies du même ciment rose emballant quelques débris. On est tenté d'expliquer cette manière d'être par une fissuration suivie d'une dissolution superficielle du banc calcaire. Les vides ont été remplis ensuite de calcite teintée par l'oxyde de fer qui, dans le voisinage, colorait les argiles. Ce remplissage a laissé des vides, souvent peu importants, mais constants. La pyrite, présente dans les fragments de calcaire en très fins cristaux, paraît (ce qui est normal) totalement absente du « ciment ».

Au-dessus vient un calcaire bréchoïde finement veiné de calcite. Dans la moitié supérieure du banc, il admet de minces lits siliceux rouges, tandis qu'apparaissent des teintes lie-de-vin. Au sommet, il s'agit par contre d'un véritable calcaire bréchoïde. On y trouve des éléments (1 à plusieurs cm) de calcaire gris noir ou gris clair, anguleux et comme résultant de la fragmentation sur place d'un lit, ou au contraire arrondis comme de vrais galets et même encroûtés de calcaire plus sombre. Cette roche contient quelques rares silex blonds.

La surface du banc n'est pas plane mais irrégulière, toute en ereux et en bosses et, par places, enduite de limonite.

b) *Le second banc* calcaire est beaucoup moins épais. Il est séparé du premier par 5 à 6 m au moins d'argiles violettes et mauves cloisonnées de *gypse*. Cette dernière roche résulte-t-elle d'un remaniement « in situ » ou est-elle originaire des niveaux plus élevés du Continental ? Nous ne savons... La seconde hypothèse est possible.

Au sommet du banc argileux le carbonate réapparaît : d'abord produisant une marne, puis des *boules de calcaire marneux* ou de marne lapidifiée, dure, mauve, à traînées

roses, emballées dans une marne violette à points blancs. Ce lit peut être interprété comme un banc calcaire avorté.

Il est séparé du banc n° 2 proprement dit par un horizon qui, bien que peu épais, est, à El Guettara, très caractéristique. C'est un *grès calcaireux* rouge brique à grains blancs. Les grains de quartz y sont souvent enduits d'argile rouge. Il peut contenir en outre de petits galets de quartz et des paillettes (anciens galets mous) d'argile gris rose.

Le passage de la marne sous-jacente au grès est continu. Celui du grès au calcaire surincombant se fait par l'apparition, dans le grès, de boules et miches de calcaire mauve, microbréchiq. Le *calcaire compact* qui les surmonte est gris bleu, à grain fin. Il contient des silex multicolores, plus nombreux à l'E qu'à l'W. D'épaisseur variable, mais toujours assez faible, il semble par endroits manquer complètement : ceci peut être dû à une érosion, car il est surmonté par quelques dm d'un *conglomérat friable*, à ciment blanc et éléments du calcaire sous-jacent, dont il paraît remplir les creux de la surface. Ce conglomérat lui-même ne paraît pas exister partout mais, par contre, l'ensemble : niveau à boules - grès calcaireux rouge - calcaire bleu à silex - conglomérat, constitue un horizon très constant et remarquable dans le paysage.

1 à 2 m de marne séparent celui-ci du troisième et dernier. Cette marne contient encore un niveau consolidé, pseudobréchiq. et finement fissuré.

e) *Le troisième horizon* calcaire débute, comme le second, par un lit (30 cm environ) à miches de calcaire rose, dans une roche crayeuse blanche ou rosée.

Nous n'avons pas retrouvé, dans le calcaire bréchoïde blanc ou rose qui vient ensuite, les silex qu'y signale Th. Monod. Ceux-ci y sont probablement aussi irrégulièrement répartis que dans le banc inférieur. Son aspect bréchiq. est dû à des débris de calcaires différents, café au lait clair (surtout à la base) et gris noir (surtout au sommet), provenant sans

doute du remaniement, sans grand transport, d'un banc voisin que nous n'avons pu déterminer.

Au-dessus viennent des marnes et des argiles sableuses à sols de végétation, donc certainement continentales.

Signification de ces sédiments.

En l'absence de fossiles, il n'est pas possible d'assigner à ces sédiments, d'une façon certaine, un milieu de formation. En particulier, on ne peut, sans donnée nouvelle et décisive, leur attribuer une origine marine.

Sur le terrain, ils rappellent au contraire bien plus des dépôts lagunaires ou lacustres.

C'était aussi l'opinion de Meyendorff, arrivant à Taoudenni (3 fév. 1942), venant du NE: « La partie supérieure de la dalle calcaire est différente..., très homogène, à veinules blanches, pas de fossiles, faciès rappelant un peu certains calcaires lacustres ou hammadiens... » Et par la suite le terme de « calcaire lacustre » ou « calcaire à aspect lacustre » sera toujours employé par lui pour qualifier ces niveaux.

Bien que probable, une telle origine n'est cependant pas démontrée. Nous ne pouvons pas, en effet, tenir compte, pour le moment, de la présence de gypse dans les marnes intercalées entre les bancs calcaires, faute d'avoir pu y trouver des preuves de sa formation *in situ* (en lits ou disséminé dans la masse et concentré ensuite dans les fissures (V. par ex. J. Boucart, J. Ricour, 1952, et J. Avias, 1958).

Les calcaires ont un certain nombre de caractères communs.

Ils sont mal stratifiés ; leur pâte est fine, grumeleuse, mais pas franchement concrétionnée. Ils sont finement veinés de calcite en tous sens, ce qui contribue à leur donner cet aspect bréchoïde. Ils contiennent en outre de véritables zones bréchiques. Celles-ci, dans bien des cas, paraissent être le résultat d'un remaniement sans transport important capable d'émousser les débris de calcaire, ou même sans transport du tout. On pense aussitôt à une genèse du type de celle décrite par M. Gignoux et M. Avnimelech (1937), facilitée peut-être par la texture noduleuse de la roche. Les deux processus —

physique (remaniement) et chimique (intrusion et éclatement) — ont d'ailleurs pu se succéder. On peut encore mettre cette texture en relation avec la fissuration observée à d'autres niveaux. Celle-ci correspond-elle à une émergence ? Nous ne savons. Quoi qu'il en soit, il n'est pas absurde de penser qu'un calcaire fissuré puisse passer latéralement à un calcaire bréché.

Les deux bancs inférieurs, et, selon Monod, le banc supérieur aussi, contiennent des silix, zonés et multicolores.

Enfin, tous sont diversement et irrégulièrement colorés en gris foncé, gris clair, rose, etc...

On remarquera que cette régression de la mer du Carbonifère se fait ici sans modification importante du relief ou du climat : pas de sable, pas de galets exotiques dans les grès calcaireux ou le conglomérat du banc n° 2, qui évoquent une érosion. L'oxyde de fer, sous forme de pigment ou de très petits nodules, est encore peu abondant. Les matériaux sédimentés, les carbonates et la silice en particulier, indiqueraient plutôt la persistance, sur le continent d'une végétation dense (Erhart), d'un équilibre qui, par la suite, va se modifier quelque peu.

III. — LES SÉRIES CONTINENTALES

Des couches purement continentales qui viennent ensuite, seule la base a, jusqu'à présent, pu être étudiée en détail. En effet, dans la moitié orientale du bassin de Taoudenni (qui est la plus accessible), tout est pratiquement horizontal (1). A peu de chose près, les seules coupes que l'on puisse relever d'une façon précise sont celles des gour, des buttes témoins conservées sur la Hammada El Haricha, ce qui limite notre analyse à une stampe de 150 m environ. Vers le Sud, les reliefs bas

(1) Il y a cependant des ondulations de faible amplitude, déjà notées par Meyendorff, plus visibles sur photographies aériennes que sur le terrain, et des décrochements dus aux nombreuses failles injectées de dolérite (« agators »).

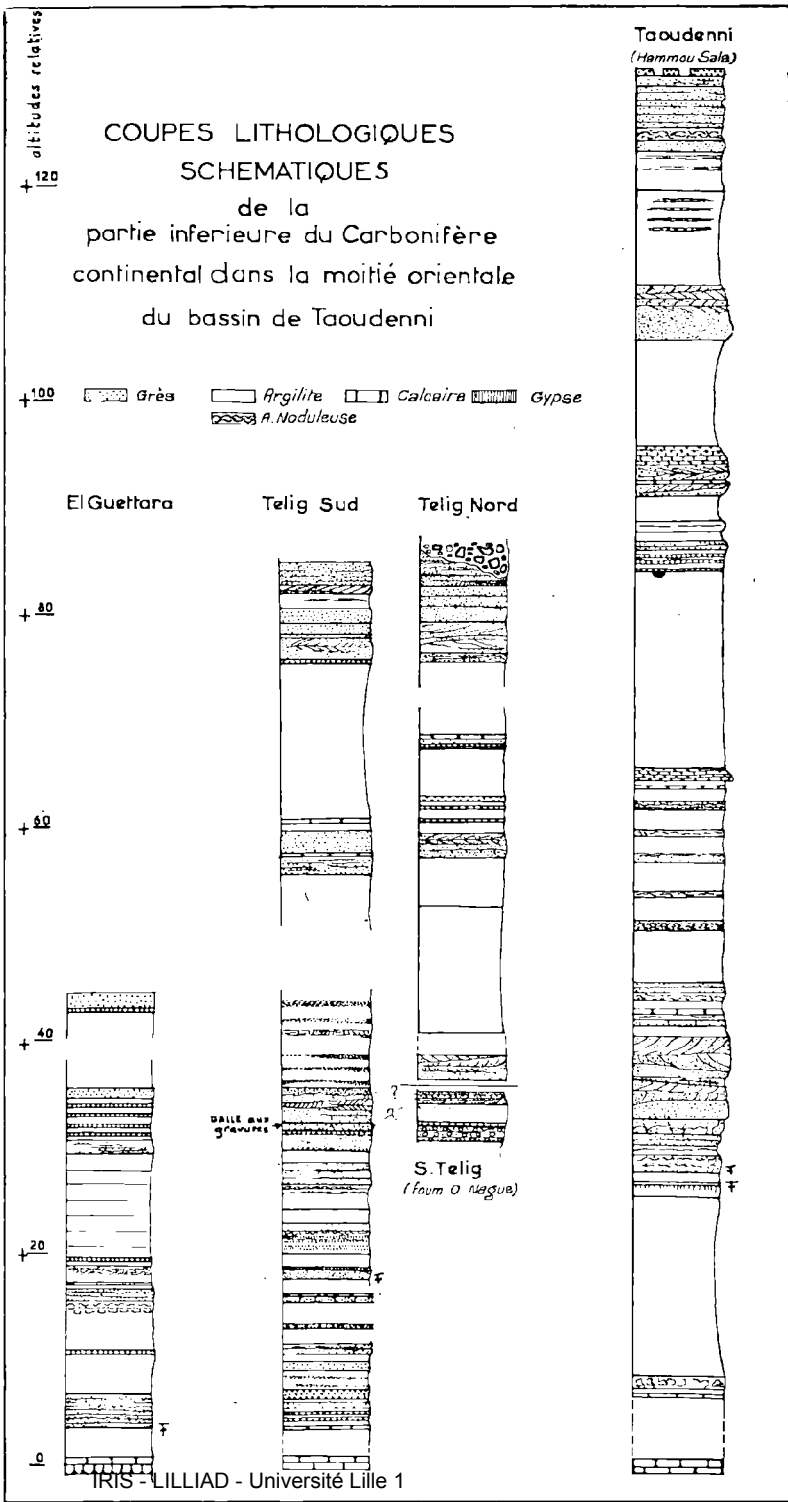


FIG. 3

et mous, ensablés, ne permettent pas de raccords certains entre les coupes partielles, toujours limitées et éloignées les unes des autres. Toute stratigraphie fine y est impossible tant que l'on n'a pas trouvé d'horizons fossilifères ou de repère lithologique valables.

La base de cette formation a pu être, dans une certaine mesure, datée. On y connaissait des *Stigmaria* (Monod, 1935). Nous y avons trouvé, en plusieurs points entre El Guettara et Taoudenni, des *Calamites* qui, dans la plupart des cas, montrent des nœuds du type *Asterocalamites*, des *Bothrodendron* bien conservés, cf. *Rhodea*, et à Taoudenni, au pied E de la gara Hammou Sala, outre les fossiles ci-dessus, *Neuropteris* sp., *Estheria*, *Candona*. Bien que non déterminable spécifiquement d'une manière rigoureuse (en raison du mauvais état de conservation des empreintes, dû surtout à la friabilité de la roche), la florule suggère un âge Carbonifère ancien, Namurien par exemple. Mais il reste encore à trouver une flore vraiment caractéristique (à *Pecopteris aspera* par exemple), car on ne peut guère espérer à ce niveau d'horizon marin.

La présence de coquilles d'eau douce est intéressante. Ce n'est pas la première fois que l'on trouve de tels niveaux au Sahara, ni même à Taoudenni. Meyendorff, en effet, avait, le 7 février 1942, découvert à une soixantaine de km au Sud de Taoudenni (probablement près de la Gara Jodria) un « tout petit niveau d'une lamelle d'*Anthracomya*, ou tout au moins de lamellibranches qui y ressemblent tout à fait ». Dans le Sahara Central, Kilian et Langlois (1938) ont signalé des *Naiadites* au Sud des Monts Doumergue. Nous avons récemment trouvé une *Leaia* dans le bassin de Reggane (J.F.). Rappelons aussi la faune limnique décrite par Van der Heide (1955) en Egypte. Si l'on excepte la découverte de Meyendorff, encore mal localisée stratigraphiquement, dans tous les autres cas il s'agit de Carbonifère inférieur ou moyen.

Composition lithologique.

Les argilites plus ou moins sableuses, et les grès plus ou moins argileux, forment la quasi totalité des sédiments, colorés en rouge et lie-de-vin par l'oxyde de fer. Le carbonate est peu abondant sous forme de minces et rares lits calcaires (1), de conerétions, ou incorporé aux argilites dans une proportion qui n'a pas encore été déterminée.

Le gypse est présent à certains niveaux, et en certains points, en lits, lentilles, et, bien sûr, en filonets secondaires cloisonnant les banes. La pyrite est exceptionnelle.

a) *Les argilites.*

Nous groupons sous ce terme toutes les roches consolidées à dominante argileuse. On a tous les passages des argilites violettes fines, bien litées, aux roches argileuses compactes et noduleuses et aux grès argileux. Certaines variétés sableuses sont aussi micacées, mais les paillettes de mica sont toujours de très petite taille. La nature même du minéral argileux n'a pas encore été déterminé. Suivant les banes, et les conditions d'affleurement, ces argilites se délitent en paillettes ou en boulettes plus ou moins écaillées.

Les sols de végétation se trouvent ici, soit dans les argilites sableuses (« murs » à radicules et empreintes de *Calamites*, *Bothrodendron*, à Guettara, Taoudenni), parfois sur des banes durs, mal stratifiés au milieu d'un bane d'argilite, soit encore dans des grès fins (« mur » à beaux *Stigmaria* épars sur le reg, ou même en position de végétation 35 km au NW de Guettara, en face de l'Oued Morkba (1).

(1) Au N de Taoudenni cependant le nombre et l'épaisseur des banes calcaires interstratifiés paraissent plus importants (J.R.V., 1954).

(1) C'est sans doute de là que proviennent les échantillons récoltés par Th. Monod.

Quelques rares lits d'argilite fine, bien stratifiée, feuilletée — et de ce fait friable — se sont révélés comme des « toits » typiques, à plantes (*Calamites* d'El Guettara et à 30 km au NW, Téliq) ou à faune limnique (*Estheria* et *Candona* de la base de la gara Hammou Sala à Taoudenni). Ces « toits » sont, dans un certain nombre de cas, séparés du « mur » par un filet terreux blanchâtre, de quelques mm à quelques cm d'épaisseur, que l'on peut considérer comme la trace d'une couche de charbon, oxydée, complètement disparue en surface (d'après ce que l'on connaît ailleurs, il faudrait probablement descendre à plusieurs dizaines de mètres de profondeur pour trouver la matière organique conservée).

Par contre, les zones à « miches », à boules compactes d'argilite durcie, les zones d'argilite sableuse à stratification entrecroisée, ou celles où l'on observe un mélange hétérogène d'argile et de grès argileux en lentilles ou en boules, ne nous ont livré aucun fossile déterminable.

b) *Les grès.*

De même, la recherche de fossiles dans les grès est très décevante, bien qu'ils semblent en avoir contenu plus que les argiles. Non seulement les plaques que l'on peut voir en place ou en éboulis sont complètement « dépouillées » par l'érosion éolienne, mais leur sédimentation elle-même ne paraît pas, dans bien des cas, s'être prêtée à une bonne conservation des débris végétaux (les tubulaires d'annelides sont fréquentes mais d'aucune utilité stratigraphique). Cela ne tient pas en effet à leur composition pétrographique car ce sont des roches homogènes, à grain fin :

Un grès argileux blanc et rouge de Taoudenni (niveau + 60-70 de Hammou Sala) montre au microscope des grains de quartz de 50 à 250 microns, anguleux, arrondis ou aciculaires, quelques paillettes vertes qui paraissent être un mica altéré (biréfringence forte) dans un ciment amorphe, à traces ferrugineuses et teinté par une poussière noire. Autour des quartz, une frange d'accroissement étroite et souvent inexis-

tante, insuffisante en tout cas pour réunir les grains en une plage quartzitique. Le feldspath est rare. Nous avons observé (dans d'autres échantillons) quelques grains de plagioclase frais, à peine altérés au centre (1). Un autre, gris verdâtre, remarqué par Monod (grès « glauconieux ») dans Hammou Sala, montre un ciment phylliteux feutré jaune verdâtre (d'où la couleur particulière de la roche). Il s'agit là d'un cas exceptionnel, que l'on peut rapprocher des palygorskites découvertes par Monod plus haut dans la série et étudiées par Mlle Cailléré.

Les niveaux à concrétions ferrugineuses, tubulaires ou annulaires (de l'ordre du cm) sont assez fréquents (comme à Tindouf).

Ces grès sont, soit bien lités, soit — et c'est le cas le plus fréquent — à stratifications entrecroisées de dimensions variables. Celles-ci peuvent affecter des banes de quelques cm à 1 m d'épaisseur.

Les niveaux à ripple-marks sont nombreux. Il semble, dans bien des cas, s'agir de rides de courant : soit fines (amplitude de 1 à 2 mm, période de 10 à 20 mm dans des argiles sableuses et finement micacées de Téliq), soit plus larges, et produisant de pseudo-stratifications entrecroisées (dans des grès fins plus ou moins argileux). Nous avons observé aussi (W Hammou Sala) des figures d'interférence, rectangulaires et hexagonales (10 à 20 mm). Comme l'orientation variée des rides, ces figures indiquent une instabilité dans la direction des courants. De plus, la fréquence des rides, dans cette partie inférieure du Continental, plaide en faveur d'un régime de courants sensibles mais pas très rapides.

Enfin, nous avons eu voir, à la surface de quelques banes (+ 40 à Hammou Sala) des craquelures de dessiccation témoignant d'une émergence temporaire.

Nous n'avons pas observé de ravinement bien marqué

(1) Ce qui confirmerait l'hypothèse, avancée récemment par A. Rondeau (1958), d'une stabilité des plagioclases en climat aride.

mais, en deux endroits, des stratifications inclinées dans des banes de 15 et 5 m. d'épaisseur environ, entre couches horizontales : 10 km au SSE de Téliq, pendant d'une dizaine de degrés vers le S ou le SW, et dans la gara Hammou Sala, à peu près au même niveau (+ 75 env.), de 5° à 10° vers le N ou le NW. Ceci ne peut être interprété comme une discordance mais, de même que les stratifications entrecroisées et les ripple-marks observés, comme les signes d'une sédimentation essentiellement fluviale, dans un pays peu accidenté.

c) *Les conglomérats* sont exceptionnels. Nous en connaissons un, épais de 1 m à 1 m 50, à une trentaine de mètres au-dessus de la Hammada El Haricha.

C'est une roche à pâte argileuse, riche en oxyde de fer. Le carbonate y figure, disséminé ou sous forme de petites sphères à structure mosaïque ou structure radiaire. Cette roche contient de petits galets de Houiller encroûtés de produits ferrugineux, des amas (cm) de carbonate microgrenu, probablement de dolomie, entourés d'une mince frange calcitique un peu plus largement cristallisée, et des globules kaoliniques (anciens galets de quelques mm d'une roche complètement altérée). Au sein du banc on observe des lentilles de grès fin rouge et des lits et lentilles de gypse en « brosse à dents ». Il semble s'agir là autant d'un dépôt de précipitation chimique que d'une roche détritique, l'un et l'autre étant en l'occurrence, dans l'hypothèse d'Erhart, révélateurs d'un déséquilibre passager (érosion, remise en mouvement du fer). Ce niveau peut être un bon repère local. Nous l'avons trouvé, avec des caractères presque identiques, sous la « dalle aux gravures », à Téliq (1 km env. à l'W du puits) et à 6 km env. au S (foum de l'Oued Nague).

Le seul vrai conglomérat que nous connaissons n'a pas été daté. Il couronne la grande gara noire, au NW du poste de Téliq : siliceux, carbonaté, moucheté de limonite, parfois mal cimenté, caverneux par places, mal stratifié, il emballe des débris de toutes tailles (jusqu'à plusieurs m³) de Houiller, de calcaire clair. Nous n'y avons pas trouvé de galets de dolérite (ce qui aurait plaidé en faveur d'un âge post-carbonifère), mais un galet d'une roche s'apparentant à un phtanite. Ses rapports avec le Houiller sous-jacent sont peu clairs.

Il surmonte, et peut-être ravine, le banc de grès + 80 de Téliq. Actuellement, il descend bien au-dessous ; mais la situation des blocs qui se trouvent à mi-hauteur de la gara sur le versant NW, paraît due à des glissements récents (quaternaires).

d) *Les calcaires.*

Ils sont, nous l'avons vu, extrêmement rares dans cette série continentale. On les trouve en bancs de quelques cm, interstratifiés dans les argilites (Téliq Sud à + 60, Hammou Sala à + 80) ou dans les grès (Téliq Sud + 55, Hammou Sala + 95) ou à la limite argile-grès (Téliq Nord + 60-70). Nous n'y avons pas encore découvert de fossiles déterminables.

e) *Le gypse* est plus fréquent, soit à l'état de filons, épais de quelques cm, cloisonnant les gros bancs d'argile, soit en lits interstratifiés (habituellement de quelques cm d'épaisseur) postérieurement recristallisés. Des débris des épontes ont été englobés dans la roche au cours de cette recristallisation secondaire. Nous avons vu qu'il était souvent difficile de se prononcer sur son origine (primaire ou secondaire).

Signification de ces dépôts.

La plus grande partie donc des sédiments — grès et argilites sableuses à stratification entrecroisée et ripple-marks — qui composent cette partie inférieure du Continental « Post Tassilien » à Taoudenni, paraît d'origine fluviatile. Ils ont dû se déposer sur de vastes zones d'épandage, avec ça et là des touffes de végétation plus ou moins nombreuses et denses.

A certains moments — ou en certains points — se sont formés des marécages tourbeux (1) et des lacs à

(1) Nous prenons le terme de « Tourbe » dans son acception large, de *sédiment végétal*, sans signification autochtone ou allochtoniste.

faune d'eau douce. Simultanément semble-t-il (car rien ne permet de distinguer les sédiments encaissants dans l'un et l'autre cas) existaient des mares et des lacs temporaires où se sont déposées les évaporites (gypse et peut-être sel).

Dépôts d'eau douce ou d'eau vive et dépôts de bassins fermés ont pu ainsi se succéder et même coexister.

Dans ce pays plat — mais moins sans doute que maintenant — une modification minime pouvait faire pencher la balance dans un sens ou dans l'autre.

Par contre, nous ne savons pas quelles pouvaient être les conditions de sédimentation des gros banes d'argilite rouge complètement dépourvus de macrofossiles, si semblables à ceux que l'on connaît dans le Stéphanien de certains bassins européens (Lorraine par exemple).

Tout cela se produisait sous un climat qui ne devait pas être très différent de celui qui régnait sur le « Continent de l'Europe moyenne » à la même époque, puisque animaux et plantes étaient les mêmes (2).

Un problème épineux est l'abondance du pigment rouge qui paraît très répandu dans les bassins sahariens que nous connaissons. S'agit-il d'une oxydation récente du fer contenu dans les roches ? Certainement pas, puisqu'il en est de même ailleurs à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Cette oxydation s'est-elle faite entre le Carbonifère et la transgression du Continental intercalaire ? Ce serait encore à démontrer.

Dans cette série continentale l'*extension horizontale* de chaque couche est relativement faible par rapport aux dimensions du bassin : le niveau (?) fossilifère à *Asterocalamites* se trouve à peu de distance des calcaires

(2) On peut objecter, ce qui a été déjà fait (E.S. Barghoorn, 1950) qu'à l'époque l'adaptation de la flore au climat pouvait être moins nuancée qu'aujourd'hui.

de la Haricha : + 3 à Guettara, + 15-20 à Téliq, + 25 à Taoudenni ; certains bancs de grès comme la « dalle aux gravures » et le petit conglomérat qui lui est subordonné peuvent être suivis sur 5 à 6 km, peut-être une dizaine, mais c'est tout ce que l'on peut raisonnablement admettre. Les coupes de détail levées à Guettara, à Téliq, entre ces deux puits et à Taoudenni, échelonnées sur 130 km, ne se correspondent ni dans le détail, ni entre grands ensembles. La proportion d'argilite paraît plus grande à Guettara qu'à Taoudenni et Téliq, celle de calcaire plus forte au N de Taoudenni.

Nous espérons, par la multiplication des coupes, arriver à une paléogéographie du bassin satisfaisante, mais pour l'instant une telle entreprise serait prématurée. Dans ces conditions, que vaudrait une analyse séquentielle de cette formation ? Nous l'avons cependant tentée, non pour raccorder d'hypothétiques cyclothèmes, ce qui en l'occurrence relèverait de la plus haute fantaisie, mais pour voir si l'on pouvait essayer de dégager une loi dans la succession des phénomènes qui ont présidé à la formation des bancs d'argile, de grès, de calcaire, de gypse, aux sols de végétation, ou si, au contraire, ces différents termes se superposaient sans ordre, presque par hasard. Etant donné la manière dont nous avons réalisé cette étude, nous ne pouvons envisager ici que les séquences de l'ordre du mètre. Les conditions d'affleurement et les moyens dont nous disposions ne nous ont pas permis de faire l'étude des microcycles (dans les séries argileuses) ni de parcourir tout le bassin pour tenter d'y reconnaître des cycles d'ordre supérieur (mésocycles, macrocycles et mégacycles de Yablokov et coll.).

On peut relever trois types de successions, assez peu différents les uns des autres :

a) le premier, le plus fréquent, montre la coupe suivante de haut en bas :

1 ^{er} exemple	2 ^e exemple	3 ^e exemple
<p><i>Argilite</i></p> <p>— à concrét. ferrugineuses</p> <p>— compact</p> <p>— fin, en plaquettes</p> <p>— sableuse</p>	<p><i>Argilite</i></p> <p>.....</p> <p>Grès fin</p> <p>— duré, en boules</p> <p>— fine, à fossiles d'eau douce</p> <p>(zone décomposée, terreuse)</p>	<p><i>Argilite</i></p> <p>Surface perforée ou à mudcraks</p> <p>Grès à ripple marks</p> <p>.....</p> <p><i>Argilite</i> sableuse, feuilletée, à lits de grès.</p>
<p><i>Grès</i></p> <p>— sol de végétation</p> <p>— sableuse</p>	<p><i>Argilite</i></p> <p>— sol de végétation</p> <p>— sableuse } compacte</p> <p>fine</p>	

On observe le passage progressif d'une sédimentation argileuse fine à une sédimentation sableuse brusquement interrompue. Dans la première phase peuvent survenir un bref épisode calcaire, un dépôt de gypse, la formation d'un sol de végétation, suivi ou non par celle d'une veine de charbon, et momentanément une sédimentation lacustre fine (argilite à *Phyllopodos* de Hammou Sala). Au sein du banc de grès qui vient ensuite le granuloclasement est moins sensible sur le terrain que le passage d'une sédimentation calme et régulière (grès fins en plaquettes) à une sédimentation plus typiquement fluviatile (grès à stratification entrecroisée, ripple-marks, etc...).

Puis l'arrivée de sable cesse presque complètement ; l'apport est réduit à des produits en solution, du fer, et éventuellement du carbonate, manifestés par les concrétions annulaires, tubulaires ou « géographiques » qui se trouvent le plus souvent collées à la surface du banc de grès. Cet « instant » peut voir même une émergence temporaire (surface à mud cracks ?).

La sédimentation argileuse recommence ensuite.

Dans une telle succession, on retrouve (cf. G. Millot, 1957), en miniature, et en faisant les transpositions nécessaires, plus une « série évolutive d'origine pédologique » que la « série virtuelle générale » (Sable - Argile - Minerai de Fer - Carbonate - Evaporite). Une étude des argiles aux rayons X permettrait d'en préciser les modalités. Mais on peut aussi l'interpréter d'une manière différente, en invoquant une subsidence discontinue, par saccades (P. Pruvost) : le lac ou le marais se remplit progressivement. Le terme final est seulement fluviatile, « aérien », jusqu'au moment où un nouvel affaissement provoque une inondation générale.

On peut rattacher à ce type de succession les gros bancs de grès coupés de quelques dm d'argilite à lits ferrugineux.

b) Dans le second type, le passage est encore continu de l'argilite inférieure au grès où l'on observe la même évolution. Mais il l'est aussi du grès à l'argilite, en passant par un grès argileux à débris végétaux. A quelque distance, dans le bassin, un sol de végétation doit être contemporain de ce dernier horizon.

On note ainsi (de haut en bas) :

- Argilite.
 - Grès
 - argileux à traces végétales ;
 - à stratification entrecroisée.
 - Grès fin et argilite sableuse
 - en plaquettes ;
 - noduleuse.
 - Argilite plus ou moins noduleuse à lits de gypse.
- c) Le troisième, exceptionnel, montre, entre l'argilite inférieure et le grès sus-jacent, un conglomérat qui occupe, par rapport au premier type, la place du sol de végétation :
- Grès
 - à stratification entrecroisée ;
 - feuilletés ;
 - en miches.
 - Conglomérat à galets encroûtés de fer, pâte schisteuse, lentilles de grès fin et de gypse.
 - Argilite.

Les éléments du conglomérat, venus d'une région temporairement dénudée et érodée (mobilisation de galets, lessivage du fer) se sont sédimentés sous une tranche d'eau agitée (stratification entrecroisée dans les lentilles de grès intermédiaires), qui pouvait, par moments, permettre le dépôt du gypse sous forme de lits (là où nous les voyons maintenant) ou disséminé dans la masse (si

nous admettons qu'il s'agit de concentrations secondaires).

CONCLUSION.

La mer a commencé à se retirer du Sahara (et d'une grande partie de l'Afrique septentrionale) à la fin du Carbonifère inférieur. Suivant les endroits, elle s'est attardée plus longtemps, a laissé une lagune, ou a été remplacée par des lacs et des marais d'eau douce ou même des terres émergées.

Nous avons vu à Tindouf les premiers sols de végétation n'apparaître que très tard, dans la série du Merkala (West. Sup. ou Stéphanien) ; mais la présence, dès le Namurien, de terres émergées — au Sud probablement — est prouvée par les débris végétaux flottés que l'on y trouve. Dans le Sahara central, le Namurien contient de nombreux niveaux marins (Menchikoff, 1939 ; Freulon, 1955 ; Salle et coll., 1956), mais aussi des horizons à faune limnique (C. Kilian-Langlois, 1938 ; Meyendorff, J.F. obs. inéd.). A Taoudenni, on a d'emblée un régime très « continental » à sols de végétation, toits à plantes ou coquilles d'eau douce, sans niveaux marins connus. Cette cuvette, vaste et peu profonde, était-elle complètement isolée, ou a-t-elle, par moments, communiqué avec d'autres bassins — ceux du NE par exemple ? Nous en sommes encore réduits aux hypothèses.

Sur son histoire ultérieure non plus nous ne savons pas grand chose. Les sédiments carbonifères ont été, par la suite, traversés et localement métamorphosés par des dolérites, empruntant un réseau de fractures complexes. Ces fractures, radiales et en arc de cercle, paraissent correspondre à un affaissement de la zone centrale.

C'est seulement après une longue émergence que le pays fut ensuite recouvert par les argiles, les grès et les calcaires du « Continental Intercalaire ».

BIBLIOGRAPHIE

- ALIMEN (H.), 1958. - Observations pétrographiques sur les meulières pliocènes. G. DEICHA. Observations complémentaires. *B.S.G.F.* (6), VIII, p. 77.
- AVIAS (J.), 1958. — Note préliminaire sur l'existence de vases bariolées gypsifères actuelles dans les marais côtiers de la Nouvelle-Calédonie. *C.R. Som. S.G.F.*, p. 396.
- BARGHOORN (E.S.). — Remarques in JONGMANS, 1950.
- BOURCART (J.) et RICOUR (J.), 1952. — Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *C.R. Som. S.G.F.*, p. 37.
- CAILLERE (S.), 1939. — Sur quelques palygorskites du Sahara occidental. *C.R. Cong. Soc. Sav. Bordeaux*, 1939, p. 147-150.
- DEBELMAS (J.), 1958. — Les brèches du Trias supérieur dans le Massif de Gaulent, au S de Briançon, près de l'Argentière. *Trav. lab. géol. Grenoble*, XXX, p. 103.
- ERHART (H.), 1956. -- La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris.
- FABRE (J.) et GREBER (Ch.), 1956. — Le Carbonifère continental au N de Tindouf. *Publ. Carte géol. Algérie*, n^{11e} sér., n° 8, p. 7-23.
- FREULON (J.M.), 1955. Stratigraphie du Carbonifère du Tassili n'Ajjer et du Fezzan occidental. *C.R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 1.478.
- GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.), 1937. — Genèse des roches sédimentaires bréchoïdes par « intrusion et éclatement ». *B.S.G.F.* (5), VII, p. 23-33.
- JONGMANS (W.J.), 1950. — Carboniferous floras round the Paleozoic Mediterranean. *Proc. 7 th. Intern. Botan. Cong. Stockholm*, p. 591-4.
- JONGMANS (W.J.) et VAN DER HEIDE (S.), 1955. — Flore et faune du Carbonifère inférieur de l'Egypte. *Med. van de Geol. Stichting*, N. sér., n° 8, p. 59-75.
- KILLIAN (C.) et LANGLOIS (X.), 1938. — Sur la découverte de Moules d'eau douce d'âge Carbonifère moyen près des aiguades Nord de Chelemma, aux confins Touareg Tebou septentrionaux du Sahara. *C.R. Ac. Sc.*, t. 207, p. 368.
- MUNCHIKOFF (N.), 1939. — Sur le Carbonifère des Issaouane (Sahara Central). *C.R. Ac. Sc.*, t. 208, p. 944.
- MEYENDORFF, 1942. — Carnets (inédit).
- MILLOT (G.), 1957. — Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse. *C.R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 2.536-2.538.

- MONOD (Th.). — Notes géologiques sur le Sahara occidental. Itinéraires parcourus en 1935-1938, 1940-1942, 1945-1946, 1949-1951. *Dir. Mines de AOF*, rapport manuscrit, non daté.
- RONDEAU (A.), 1958. — Géomorphologie et géochimie. *C.R. Som. S.G.F.*, p. 288-289.
- SALLE, BOIS, CLARACQ, HINDERMEYER, JAQMIN, MOLLIER, MOULIN, POULET, 1956. — Mission B.R.P. Tanezrouft. Rapport de fin de mission I.F.P. Bureau des études géologiques, n° 1274.
- TWENHOFFEL (W.H.), 1950. — Principles of sedimentation. Mc Graw Hill. 2d ed.
- VILLEMUR (J.R.), 1955. — Rapport de fin de campagne 1954-1955. Feuille Taoudenni au 500.000°. *Dir. Mines et géol. A.O.F.* Rapport manuscrit.
- YABLOKOV (V.S.), BOTVINKINA (L.N.), FEOFILOVA (A.P.), 1958. — Sedimentation during the Carboniferous and the significance of alluvial deposits. 4^e *Cong. Strat. Carbonifère*. Heerlen, 1958.

A propos du développement des molaires

de l'Elephas meridionalis Nesti

par **Madeleine Friant.**

(2 fig., 1 pl.)

l'Elephas meridionalis qui, dans nos régions, caractérise la base du Quaternaire, du Günzien (Villafranchien) au Crométarien, a été décrit, pour la première fois, en 1825, par Nesti, d'après des exemplaires du Val d'Arno.

Pour la compréhension de cette étude, il faut rappeler que les éléphants ont complètement perdu leur deuxième dentition. Ce n'est que chez les formes tout à fait archaïques (*Elephas planifrons* Falc. et Cautl. et *Elephas imperator* Leidy) qu'on en distingue encore des vestiges à la dentition jugale (prémolaires) (Voir R. Anthony et M. Friant, 1941, p. 28 et fig. 15).

Abstraction faite de leur mode très particulier d'éruption, les dents jugales des éléphants sont, par suite, des molaires, uniquement :

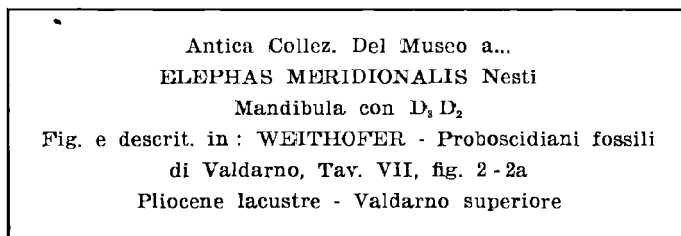
Mt^2	Mt^3	Mt^4		M^1	M^2	M^3
Mt_2	Mt_3	Mt_4		M_1	M_2	M_3

La 1^{re} molaire temporaire, Mt_1 , a disparu, à l'une et à l'autre mâchoires. Toutefois, cette dent a été signalée chez l'*Elephas primigenius* Blum., du Pléistocène, et, à titre d'anomalie, chez l'éléphant d'Afrique actuel (*Loxodonta africana* Blum.).

Lors d'un séjour à l'Université de Florence, j'ai étudié, dans les Collections paléontologiques de l'Institut de Géologie, les mâchoires et les dents de trois exemplaires de jeunes *Elephas meridionalis* Nesti.

1^{er} EXEMPLAIRE

Copie de l'étiquette



La *mandibule* est telle qu'elle est représentée par K.A. Weithofer, pl. VII, fig. 2 et 2a, 1893. La pièce comporte, en outre, un fragment de *mâchoire supérieure* dont il faut se demander, bien que ce soit probable, s'il appartient au même sujet. Ce fragment de mâchoire supérieure est aussi figuré par K.A. Weithofer, pl. XIII, fig. 2 et 2a, 1890.

Il convient de noter que K.A. Weithofer numérote les molaires temporaires ou déci-duales (D) d'arrière en avant (selon la méthode des auteurs de langue allemande) et non pas d'avant en arrière, comme généralement.

A) Mandibule

(Pl. VIII, 2 et 2a)

La mandibule est brisée dans sa partie postérieure.

Du *côté gauche*, toute la branche montante manque, ainsi que la 3^e dent, dont on voit encore la place. L'hémi-mandibule gauche ne possède donc que 2 dents.

Du *côté droit*, l'hémi-mandibule comporte : une partie de sa branche montante, la 2^e dent et, sans doute, une partie seulement de la 3^e dent. La 1^{re} dent, qui existe à gauche et qui est représentée, à droite, sur la figure de K.A. Weithofer (2), a disparu, ayant sans doute été enlevée.

L'*extrémité antérieure* de la mâchoire est telle qu'elle est figurée par K.A. Weithofer (2a). On ne voit pas trace d'incisive inférieure.

La région de la *symphyse* présente, en avant, une partie descendante (2) et, vers l'arrière, une sorte d'éperon, un peu plus marqué qu'il n'est représenté par K.A. Weithofer.

Hauteur de la symphyse	46 mm
Longueur de la symphyse	43 mm

Le *trou mentonnier* est exactement situé au niveau du bord antérieur de la 1^{re} dent, des deux côtés, bien qu'il semble un peu plus en arrière à droite qu'à gauche.

En avant de la 1^{re} dent, le *bord supérieur* de la mandibule est très tranchant.

Distance de l'extrémité antérieure de la mandibule à la partie antérieure du trou mentonnier :	
à gauche	84 mm
à droite	82 mm
Hauteur de la mandibule, immédiatement en avant de la 1 ^{re} dent, à gauche	54 mm

MOLAIRES

1^{re} DENT = 1^{re} molaire temporaire = Mt_2 (existe à gauche seulement).

Légèrement abrasée. 4 lamelles, dont la 1^{re}, simple, courte, n'est pas abrasée.

Longueur de Mt_2 , au niveau du collet	15 mm
Longueur maxima	19 mm
Largeur maxima (vers l'arrière)	14 mm

2^{me} DENT = 2^{me} molaire temporaire = Mt_3 .

A gauche et à droite : 8 lamelles, dont la dernière est très courte. L'abrasion ne porte que sur les 4 premières lamelles, la 4^{me} n'étant très abrasée que du côté interne ; les autres lamelles sont vierges mais, comme elles n'ont pas été dégagées, on ne peut en voir le détail, car du cément les recouvre.

La 1^{re} lamelle est intimement liée à la 2^{me}, mais les vallées entre la 2^{me} et la 3^{me}, la 3^{me} et la 4^{me}, la 4^{me} et la 5^{me}, la 5^{me} et la 6^{me}, la 6^{me} et la 7^{me} sont très marquées. La 7^{me} lamelle semble divisée par un sillon en deux parties inégales : l'une externe, petite, l'autre, interne, plus grande. La 8^{me} lamelle est surtout située du côté interne.

Longueur approximative de Mt_3	61 mm
Largeur maxima approximative au niveau de la 5 ^e lamelle	26 mm 5

3^{me} DENT = 3^{me} molaire temporaire = Mt_4 (existe à droite seulement).

Probablement incomplète. On compte 9 lamelles dont la 1^{re}, surtout développée du côté interne, est très petite. Les lamelles sont toutes vierges et la dent n'avait, sans doute, pas fait éruption. La face profonde de cette dent, non dégagée, n'est pas visible. Les lamelles sont toutes simples, comme chez l'éléphant d'Asie actuel (*Elephas indicus* L.) : on ne voit pas, moins encore que chez l'éléphant d'Asie, peut-être, la trace de tubercules secondaires intermédiaires.

1^{re} lamelle. — Beaucoup plus courte que les autres, nous l'avons dit. 5 tubercules terminaux.

Largeur maxima approximative	17 mm 5
--	---------

2^{me} lamelle. — 4 tubercules principaux : le 2^{me}, le 3^{me} et le 4^{me}, à partir du bord interne, étant comme flanqués, du côté externe, d'un tubercule accessoire qui leur est profondément soudé. L'espace le plus profond est celui situé entre le 1^{er} et le 2^{me} tubercule, en partant de la face interne. Il n'y a pas de subdivision médiane nette.

Largeur maxima approximative 35 mm

3^{me} lamelle. — 7 tubercules. Le 1^{er} et l'avant-dernier, à partir du côté interne, présentent une colonnette accessoire. Le 4^{me} possède, sur sa face postérieure, une colonnette qui est, peut-être, le vestige d'un tubercule intermédiaire de néoformation. Les tubercules 2, 3, 4, 5, 6, les plus élevés, sont situés à un même niveau. Il n'y a pas trace de sillon médian.

Largeur maxima approximative 37 mm

4^{me} lamelle. — 7 tubercules ; les plus élevés sont : 3, 4, 5. Il n'y a pas trace de sillon médian.

Largeur maxima approximative 39 mm 5

5^{me} lamelle. — 6 tubercules (un 7^{me}, externe, est confondu avec le 6^{me}) ; les plus élevés de ces tubercules sont 3 et 4. Il n'y a pas trace de sillon médian.

Largeur maxima approximative 38 mm

6^{me} lamelle. — 5 tubercules, dont les plus élevés sont 3 et 4. Il n'y a pas trace de sillon médian.

Largeur maxima approximative 39 mm

7^{me} lamelle. — 8 tubercules, dont les plus forts sont : 1, 3, 5, 8, les autres semblent accessoires ; le plus élevé est le 5^{me}.

Largeur maxima approximative 41 mm 5

8^{me} lamelle. — 8 tubercules, dont le plus élevé est le 4^{me}. Il n'y a pas trace de sillon médian. Les tubercules extrêmes, interne et externe, forment des crochets, l'un en dedans, l'autre en dehors.

Largeur maxima approximative 39 mm

9^{me} lamelle. — 8 tubercules. Le plus élevé est le 4^{me} : du côté interne, il présente un petit tubercule accessoire. Même disposition en crochet des tubercules extrêmes.

Largeur maxima approximative 40 mm

Les largeurs sont prises, autant que possible, à la base des lamelles. Au niveau de cette dent, les lamelles semblent libres du côté interne, mais sont soudées du côté externe.

Il n'a pas été fait de fenêtré dans la paroi de la mandibule, en sorte qu'on ne peut savoir s'il existe des germes de prémolaires.

B) Maxillaire supérieur

Le fragment de maxillaire supérieur ne comporte pas la région antérieure ; on ne peut voir, par suite, l'implantation des incisives. De chaque côté, il existe 2 dents jugales (molaires).

Ecartement des dents au niveau de l'extrémité antérieure de la 1^{re} 38 mm
Ecartement des dents au niveau de l'extrémité postérieure de la 2^{me} 37 mm

MOLAIRES

1^{re} DENT = 1^{re} molaire temporaire = Mt².

A gauche : complètement abrasée.

Longueur du plan de trituration 21 mm 5
Largeur 16 mm

5 lamelles, la plus grande séparation se trouve entre les lamelles 2 et 3.

A droite : même forme.

Longueur du plan de trituration 22 mm
Largeur 16 mm 5

2^{me} DENT = 2^{me} molaire temporaire = Mt³.

A gauche : 8 lamelles, dont la 1^{re} est très mince. Les trois premières sont, seules, abrasées, la 4^{me} commence à l'être ; la 1^{re} et la 2^{me} sont à peine séparées ; la dernière

lamelle, la 8^e, plus courte que les autres, est très rapprochée de la 7^{ma}.

Longueur de la molaire 58 mm
Largeur à sa base 42 mm

La dent n'est certainement pas complète ; les tubercules de chaque lamelle ne sont pas visibles, en raison du ciment qui les recouvre.

L'état de cette 2^{me} dent permet d'en étudier la *face intérieure*. Des deux côtés, on voit les crêtes correspondant aux vallées qui séparent la 8^{me} lamelle de la 7^{me} (8-7), la 7^{me} de la 6^{me} (7-6), la 6^{me} de la 5^{me} (6-5) et la 5^{me} de la 4^{me} (5-4).

8-7 est une simple colline, développée du côté interne seulement. 7-6 présente une inflexion légèrement reportée du côté externe. 6-5 et 5-4 n'ont pas d'inflexion visible. D'autre part, 7-6, 6-5 et 5-4 ont une petite surélévation sur la face postérieure, à peu près en son milieu.

En somme, on ne voit pas de sillon médio-longitudinal net, mais une très légère indication de la persistance du tubercule intermédiaire de nouvelle formation symétrique du tubercule intermédiaire original.

A droite : même disposition qu'à gauche.

2^{me} EXEMPLAIRE

Copie de l'étiquette

Antica Collez. del Museo a...
ELEPHAS MERIDIONALIS Nesti juvenis
Cranio e branca destra di mandibula con D,
Fig. e descrit. in : WEITHOFER - Proboscidiani fossili
di Valdarno Tav. VII, fig. 1, 3, 3a
Valdarno superiore

Hémi-crâne droit, plus l'arcade dentaire gauche.

Hémi-mandibule droite à laquelle il manque la région antérieure et la région angulaire postérieure.

Cet animal est plus jeune que le précédent, bien qu'un peu plus gros : la 1^{re} dent a, seule, fait éruption. La 2^{me} et la 3^{me} (en haut et en bas) sont encore intra-alvéolaires. Cette pièce est représentée par K.A. Weithofer, pl. VII, fig. 1, 3, 3a, 1893 (hémi-mandibule droite). La partie crânienne n'est pas figurée.

A) Hémi-mandibule droite

(Pl. VIII, 1, 3 et 3a)

La branche montante fait, avec la branche horizontale, un angle beaucoup plus proche de l'angle droit que chez l'animal précédent. Le trou mentonnier n'est pas nettement visible, bien que la partie où il existe sur le 1^{er} exemplaire soit conservée.

Hauteur de la mandibule, immédiatement en avant
de la 1^{re} dent 57 mm 5

MOLAIRES

1^{re} DENT == 1^{re} molaire temporaire — *Mt*₂.

Longueur de la 1^{re} dent qui, seule, a fait
éruption 22 mm
Largeur maxima 15 mm

4 lamelles, dont la plus élevée est la 2^{me} en partant de l'avant.

1^{re} lamelle : 1 tubercule médian et 2 tubercules latéraux.

2^{me} lamelle : simple.

3^{me} lamelle : semble présenter 3 tubercules, dont le plus interne s'incline vers l'avant.

4^{me} lamelle : compliquée, à 3 tubercules, dont le dernier est subdivisé.

Les 2^{me} et 3^{me} dents, intra-alvéolaires, ont été dégagées sur leur face interne.

2^{me} DENT = 2^{me} molaire temporaire = Mt₃.

Longueur approximative 69 mm

8 lamelles : la 1^{re} n'est pas beaucoup plus petite que les autres, mais la 8^{me} est très petite. Ces lamelles sont subdivisées en tubercules, difficiles à compter.

Sur les lamelles 3, 4, 5, il existe un sillon profond qui paraît être un reste de *sillon médio-longitudinal* : ce sillon est immédiatement en dehors du tubercule interne de chacune des lamelles ; les tubercules externes sont légèrement décalés en arrière par rapport au sillon médio-longitudinal.

3^{me} DENT = 3^{me} molaire temporaire = Mt₄.

On ne peut mesurer cette dent. On lui compte 7 lamelles, mais il y en avait, sans doute, davantage.

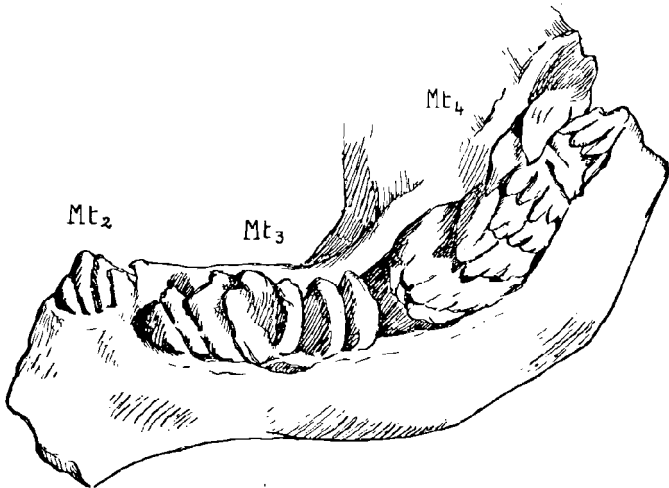


FIG. 1

Elephas meridionalis Nesti, jeune. — Villafranchien. Val d'Arno supérieur. Même héli-mandibule droite que Pl. VIII, 1, vue par sa face interne. D'avant en arrière : Mt₂ qui a fait éruption, Mt₃ et Mt₄ intra-alvéolaires, dégagées de l'os.

Dessin de la pièce du Musée de Florence. $\frac{1}{2}$ de la grandeur naturelle environ.

Les tubercules des deux ou même, peut-être, des trois premières lamelles sont soudés entre eux et constituent vraiment des lamelles. Mais ceux des autres lamelles forment de petites colonnettes indépendantes qu'il est difficile de compter, car elles sont entremêlées, mais elles donnent des indications précieuses sur le développement de la dent.

B) Crâne

Le crâne est très déformé, de telle sorte qu'on ne peut rien dire de la région des incisives. De chaque côté, il existe 3 dents jugales.

MOLAIRES

1^{re} DENT = *1^{re} molaire temporaire* = *M^t²*.

A gauche : 5 lamelles qui semblent subdivisées, la 3^{me} en 4 tubercules, la 4^{me} et la 5^{me} en 6 tubercules.

Longueur approximative	22 mm
Largeur approximative, au niveau de la 4 ^{me} lamelle	18 mm

A droite : 5 lamelles également, dont la disposition est moins facile à voir.

2^{me} DENT = *2^{me} molaire temporaire* = *M^t³*.

A gauche : 7 lamelles, dont la 1^{re} est la plus courte, décomposables, surtout du côté interne, en tubercules, sur la 3^{me}, la 4^{me} et la 5^{me} lamelles. La trace du *sillon médio-longitudinal* est indiquée.

Longueur approximative	54 mm
------------------------------	-------

Les lamelles ne sont pas dégagées, du côté interne ; elles sont à peine réunies, du côté externe.

A droite : la disposition semble être la même, bien que le dégagement étant incomplet, on ne puisse s'en rendre bien compte.

3^{me} DENT = *3^{me} molaire temporaire* = *M^t⁴*.

Visible seulement à *gauche*, on lui compte 5 lamelles,

mais il y en avait certainement davantage. Les tubercules des lamelles 3, 4, 5 sont dispersés en colonnettes.

3^{me} EXEMPLAIRE

Copie de l'étiquette

Da J. BRILLI a 1882
ELEPHAS MERIDIONALIS Nesti
molare di lacte 3 superiore sinistro
Pliocène lacustre
LE VILLE
Valdarno superiore

Il s'agit d'une 1^{re} molaire temporaire supérieure (Mt²) gauche.

4 lamelles, plus une toute petite, en arrière. Il existe une incisure profonde entre les lamelles 2 et 3.

2 racines.

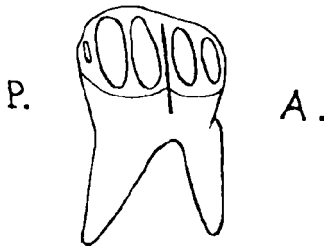


FIG. 2

Elephas meridionalis Nesti, jeune. — Villafranchien lacustre. Le Ville, Val d'Arno supérieur. Collections du Musée de Florence.

1^{re} molaire temporaire supérieure, Mt² gauche, vue par sa face externe. Le trait accentué marque l'incisure profonde qui existe entre les lamelles 2 et 3. A) face antérieure. P) face postérieure. Schéma grandeur naturelle.

Résumé et conclusions

Cette étude permet des considérations intéressantes sur la formule laminaire et la morphologie des molaires antérieures de l'*Elephas meridionalis* Nesti qui vécut, dans nos régions, au Pléistocène ancien.

1) FORMULE LAMINAIRE

Voici la formule laminaire de chacun de nos trois jeunes exemplaires, qui se rapporte aux deux premières molaires temporaires, Mt² et Mt³, seules dents dont les lamelles soient au complet, et, à titre de comparaison, la formule laminaire moyenne de ces molaires donnée par K.A. Weithofer, d'après des dents abrasées.

	Mt ²	Mt ³
1 ^{er} exemplaire :	5	× 6 ×
	× 3	7 ×
2 ^{me} exemplaire :	5	× 6
	4	7 ×
3 ^{me} exemplaire :	4 ×	
Moyenne de	3	5-6
K.A. Weithofer :	2-3	5-6

Dans l'ensemble, les molaires de nos sujets semblent avoir *plus de lamelles que la moyenne*. Ceci tient surtout au fait qu'il s'agit de dents peu ou pas recouvertes de ciment, dont toutes les lamelles sont visibles. Le ciment et l'abrasion partielle empêchent, le plus souvent, de compter les lamelles extrêmes.

Les molaires de l'*Elephas meridionalis* présentent donc 1, 2 ou 3 lamelles plus courtes que les autres qui, englobées par le ciment lorsque la dent entre en fonction, sont rarement atteintes par l'abrasion. Elles constituent les « talons », dans les formules laminaires généralement

admisses. Ici, je nomme « *talon* » la lamelle extrême, très courte, qui, lorsqu'elle existe, est située tantôt vers l'avant, tantôt vers l'arrière, aussi bien aux molaires supérieures qu'aux inférieures ; parfois aussi, il existe deux talons : l'un en avant, l'autre en arrière.

D'autre part, mes observations s'ajoutent à celles de K.A. Weithofer pour souligner que, chez l'*Elephas meridionalis*, les lamelles sont plus nombreuses à la 1^{re} molaire temporaire supérieure, Mt², qu'à la 1^{re} molaire temporaire inférieure, Mt₂, ce qui est assez exceptionnel, les molaires supérieures des éléphants ayant, en général, un nombre de lamelles, au plus, égal à celui des lamelles des molaires inférieures correspondantes.

2) MORPHOLOGIE DES MOLAIRES AU STADE NON ABRASÉ

A) Les molaires temporaires, Mt² surtout, sont relativement *très larges* par rapport à leur longueur, caractère qui distingue les éléphants archidiscodontes (*Elephas planifrons* Falc. et Cautl. et *Elephas meridionalis* Nesti, du Pléistocène d'Europe) des autres éléphants.

B) Leurs lamelles, au stade non abrasé, présentent des caractères intéressants.

a) *Le sillon médio-longitudinal.*

Rappelons que les éléphants sont toechodontes, c'est-à-dire que les tubercules des molaires (unis en lames) ont une disposition transverse ; mais, une bélodontie originelle (molaires à deux rangées longitudinales de tubercules) est encore visible chez certains d'entre eux, comme l'éléphant d'Afrique actuel (*Loxodonta africana* Blum.) : une molaire jeune, examinée par sa face pulpaire, montre la division longitudinale des vallées par un sillon, le *sillon médio-longitudinal* ou radical de Stephanescu, et la constitution primitive des crêtes aux dépens de deux tubercules initiaux, l'un interne, l'autre externe.

Ce caractère archaïque ne se discerne que sur le 2^{me} de nos exemplaires, au niveau de la 2^{me} molaire temporaire, supérieure et inférieure, Mt3.

b) *Les tubercules intermédiaires de néoformation.*

Chez certains éléphants et l'*Elephas meridionalis* en particulier, on observe parfois, sur les molaires abrasées, des *sinus loxodontes* ou, lorsque la dent est fort peu abrasée, des îlots dentaires représentant ces sinus. Sinus et îlots occupent tantôt la face antérieure, tantôt la face postérieure de la lame dentaire ; tantôt ils existent sur les deux faces à la fois.

Rappelons que, chez les Mastodontes, il existe des *tubercules intermédiaires de néoformation* qui, aux dents jugales supérieures, sont accolés à la face antérieure des tubercules fondamentaux internes et, aux dents jugales inférieures, à la face postérieure des tubercules fondamentaux externes. Chez les éléphants, ces tubercules intermédiaires se doublent de formations symétriques développées sur le versant opposé de la lame ; de ces deux formations, l'une ou l'autre peut manquer : tantôt celle qui représente le tubercule intermédiaire de néoformation, tantôt celle qui le double ; toutes deux peuvent manquer à la fois.

Seule, la 2^{me} molaire temporaire supérieure, Mt³, du 1^{er} exemplaire, étudiée par sa face pulpaire, permet de distinguer, sur plusieurs lames, l'indication d'un *tubercule intermédiaire de néoformation*, situé vers le milieu de la face postérieure. Ce tubercule, à peine marqué, est le symétrique du tubercule intermédiaire de néoformation originel qui, situé vers l'avant de la lame, aux molaires supérieures, a disparu ici.

e) Les lamelles des molaires, en très grande majorité, sans sillon longitudinal et sans tubercules intermédiaires, sont *relativement simples*, comme, typiquement, chez les éléphants polydiscodontes, le Mammouth (*Elephas primigenius* Blum.), par exemple.

Le nombre de leurs tubercules terminaux augmente d'avant en arrière, avec la dent considérée. C'est ainsi que les lamelles de la 1^{re} molaire temporaire, Mt2, n'a que peu de tubercules, alors que celles de la 3^{me} molaire temporaire, Mt4, en possèdent jusqu'à 8, vers le milieu de la dent.

En résumé, ces recherches établissent que, chez l'*Elephas meridionalis* Nesti :

1) Les molaires abrasées comptent 1, 2 ou 3 lames plus courtes que les autres, vers l'avant, ou vers l'arrière, ou, à la fois, vers l'avant et vers l'arrière, qui, englobées par le cément, forment les « talons » des auteurs.

2) La 1^{re} molaire supérieure, Mt², par une exception remarquable, possède un nombre de lames supérieur à celui des lames de son antagoniste, Mt₂.

3) Les lamelles des premières molaires sont, le plus souvent, simples, sans trace de sillon médio-longitudinal ni de tubercules intermédiaires. Elles rappellent ce qui existe chez le mammoth des dernières périodes glaciaires. H. Pohlig, en se basant sur l'anatomie des adultes seulement, avait d'ailleurs soutenu autrefois l'opinion que l'*Elephas meridionalis* Nesti était à l'origine du *phylum* aboutissant à l'*Elephas primigenius* Blum.

REFERENCES

- ADLOFF P. (1920). — Zur Ontogenie des Elephantengebisses. *Anat. Anz.*, 52, p. 534.
- ANTHONY R. et M. FRIANT (1941). — Introduction à la connaissance de la dentition des Proboscidiens. *Mém. Soc. géol. et min. de Bretagne*, 6, 104 p.
- BOLK L. (1919). — Zur Ontogenie des Elephantengebisses. *Anat. Anz.*, 52, p. 534.
- FALCONER H. (1868). — Palaeontological Memoirs and Notes of the late Hugh Falconer... with a biological sketch of the Author. Ed. Charles Murchinson, London, I.
- FRIANT M. (1957). — Les Proboscidiens quaternaires de l'Europe occidentale. Caractères et diagnose anatomiques. *Revue anthropologique*. N.S., 3^e année. (*Elephas meridionalis* Nesti : p. 38-41 et Pl. I et II).

- OSBORN H.F. (1942). Proboscidea. II, Elephantoidea. New-York.
- WEITHOFER K.A. (1890). Die fossilen Proboscidier des Arnotherales in Toskana. *Beitr. z. Pal. Oesterr.-Ung. Wien*, 8, p. 107-240.
- WEITHOFER K.A. (1893). Proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana. Memorie per servire alla descrizione della carta geological d'Italia del R. Comitato geologico del Regno. Firenze, Vol. 4, parte secunda, p. 1-152.

LEGENDE DE LA PLANCHE

2 et 2a : *Elephas meridionalis* Nesti, jeune

Villafranchien lacustre. Val d'Arno supérieur. Collections du Musée de Florence. Représenté par K.A. Weithofer : Proboscidiani fossili di Valdarno in Toscana. Memorie per servire alla descrizione della carta geologica d'Italia del R. Comitato geologico del Regno. 4. Parte 2, 1893, Pl. VII, 2 et 2a.

2. Vue latérale externe de l'hémi-mandibule droite ; la dernière dent n'est pas visible, étant donnée l'orientation de la pièce.

2a. Vue supérieure de la mandibule avec : Mt₁, Mt₄, à droite ; Mt₂, Mt₃, à gauche.

La 1^{re} dent de l'hémi-mandibule droite, Mt₂, qui est représentée en 2 et qui existe à gauche, a disparu sur la pièce, ayant, sans doute, été enlevée.

½ de la grandeur naturelle.

Reproduction du British Museum natural History. Official Photograph. Crown copyright reserved. Neg. n° 2734.

1, 3 et 3a : *Elephas meridionalis* Nesti, jeune

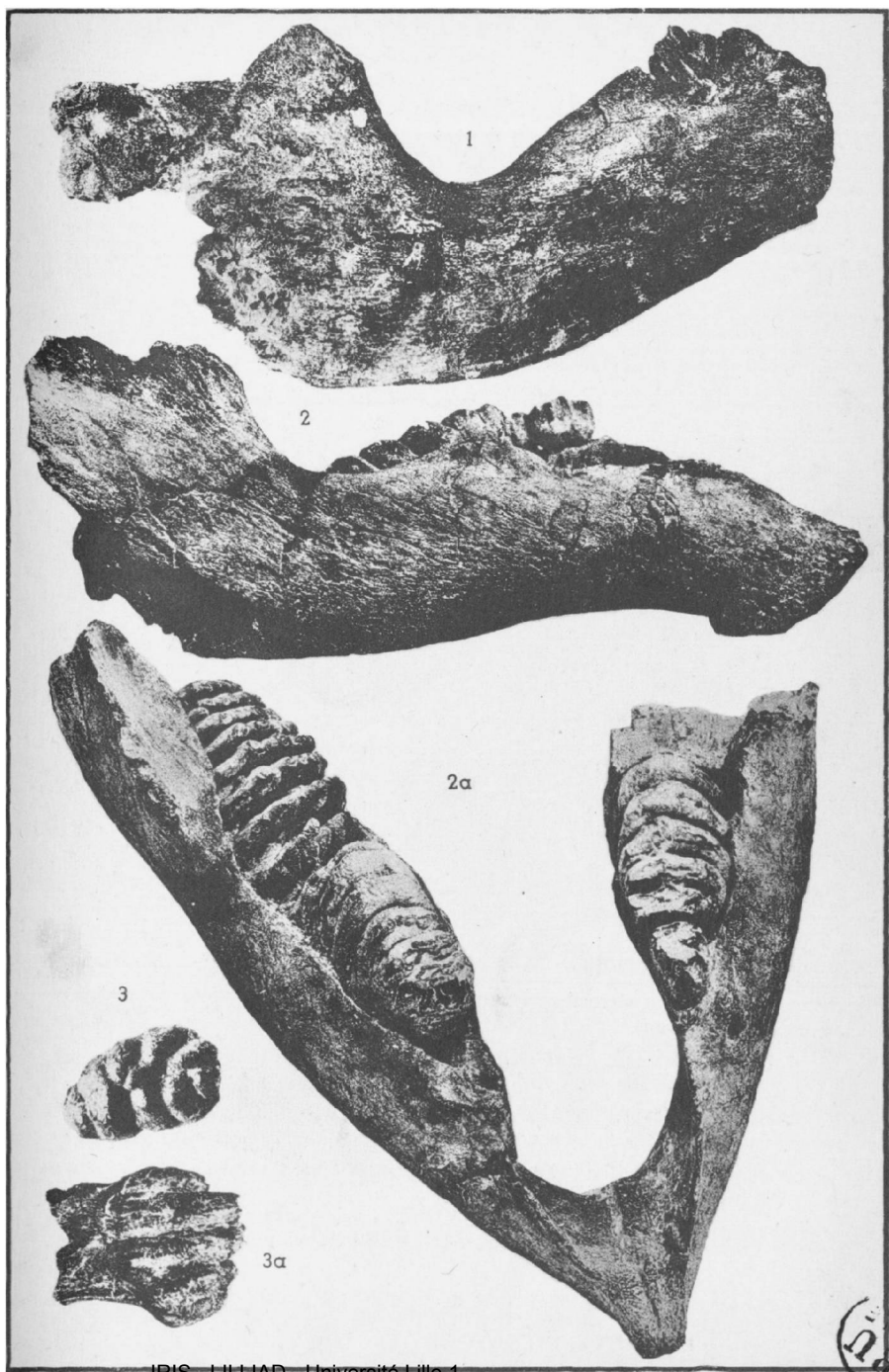
Villafranchien. Val d'Arno supérieur. Collections du Musée de Florence. Représenté par K.A. Weithofer, *loco citato*, 1893, pl. VII, 1, 3 et 3a.

1. Vue latérale externe de l'hémi-mandibule droite. La 1^{re} dent, Mt₂, la seule qui ait fait éruption, est visible. ½ de la grandeur naturelle.

3. Mt₂ gauche appartenant au même sujet, vue par sa face supérieure. Grandeur naturelle.

3a. La même molaire temporaire (Mt₂ gauche) vue par sa face latérale externe. Grandeur naturelle.

Reproduction du British Museum natural History. Official Photograph. Crown copyright reserved. Neg. n° 2735.



Séance du 4 Novembre 1959

Présidence de M. Ch. DELATRE, Président

Cinq communications ont été présentées :

**Contribution à l'étude tectonique
du Massif de Denain-Crespin-Boussu**

par **A. Bouroz.**

(Pl. IX et X, fig. 1 à 8)

La préparation de la nouvelle édition de la carte des zones stratigraphiques à la cote — 300 du bassin houiller du Nord de la France nous conduit actuellement à rechercher la plus grande précision possible dans le tracé des failles et des contours stratigraphiques, compte tenu des renseignements apportés par les travaux et les sondages les plus récents. C'est dans ce cadre que nous avons été amenés à réexaminer le problème des massifs de Denain-Crespin-Boussu et des tracés de la Grande Faille du Midi, de la faille Barrois et du Cran de Retour dans cette région.

Nous ne referons pas l'historique de cette question qui fut l'une des plus controversées du bassin houiller franco-belge : cet historique a été fait d'une façon très complète par M. Hugé en 1947 (1). Disons tout de suite que nous nous rangeons, dans leurs grandes lignes, aux avis exprimés successivement par M. Bertrand dans sa première manière (2), A. Defline (3), A. Renier (4), M. P. Pruvost et P. Bertrand (5) et enfin, en dernier lieu, par M. J. Hugé (1) : les massifs de Denain et de Boussu sont en continuité l'un de l'autre et constituent une seule et même unité tectonique limitée au Sud par la Grande Faille et le massif du Midi ; nous ajouterons, pour notre part, que la réalisation graphique des courbes de niveau de la Grande Faille du Midi et de la faille sur laquelle repose le massif de Denain-Crespin-Boussu semble, par l'allure de leur intersection, rendre vraisemblable l'hypothèse que le « lambeau » de calcaire carbonifère du Cerisier serait soudé latéralement au massif de Denain.

Quant à cette faille elle-même, elle n'est autre que la faille Barrois augmentée du Cran de Retour qui vient la tangenter à l'Ouest immédiat de la fosse Dutemple du Groupe de Valenciennes.

Nous étudierons successivement d'Ouest en Est les puits et sondages importants pour connaître le degré de précision des renseignements qu'ils donnent, soit qu'on puisse les interpréter avec exactitude, soit au contraire qu'il faille les tenir pour incertains ; nous établirons ainsi la justification de nos tracés dans les plans et coupes qui accompagnent cette étude : la carte de la Pl. IX représente la carte des zones stratigraphiques du massif de Denain, Crespin, Boussu ; nous y avons figuré l'affleurement de la Grande Faille du Midi au socle paléozoïque. Au Nord de cet affleurement, la carte est celle de la surface de ce socle ; au Sud, elle est celle du paléozoïque tel qu'il apparaît sous le massif du Midi, ce dernier supposé enlevé ; la Pl. X représente la carte des courbes de niveau de la faille Barrois et de la Grande Faille du Midi ainsi que leurs intersections.

Région des Fosses Bleuse-Borne, Marais, St-Saulve.

Fosse Bleuse-Borne (684.23, alt. + 36, tête du primaire — 31).

Creusée en 1783, elle est implantée en plein massif des charbons gras d'Anzin. Elle a exploité le faisceau de Meunière (assise d'Anzin) et l'assise de Vicoigne pentés régulièrement à 35° au Sud.

Fosse du Marais (684.29, alt. + 21, tête du primaire — 31).

Entrée directement dans le houiller, elle a exploité des veines de l'assise de Vicoigne plissées suivant l'allure typique en chaises et dressants renversés du synclinal de Denain.

Fosse de St-Saulve (685.25, alt. + 43, tête du primaire — 37).

Entrée directement dans le houiller, elle a exploité deux veines en dressants renversés dont la plus importante, Wargny, avait une ouverture de 0,50 m. et l'autre, Duroyon, 0,30 m. seulement. D'après la faune marine et la flore décrites par A. Carpentier (6) : goniatites, lamellibranches, brachiopods, mais flore à affinité Westphalienne, ainsi que, d'après les faciès, il semble qu'on puisse paralléliser les veines Wargny et Duroyon avec le faisceau de la veine St-Georges de Vicoigne

et de ses voisins du toit et du mur (7) : base de l'assise de Flines.

L'ensemble de ces trois fosses est porté sur la coupe ab de la fig. 1. Sur cette coupe ne figure qu'une seule faille, la faille Barrois, séparant le massif de Denain de celui d'Anzin. C'est à l'Ouest du méridien de la fosse Dutemple que l'on voit la jonction du Cran de Retour avec la faille Barrois. Plus à l'Ouest, dans le synclinal proprement dit de Denain-Dorignies, les deux failles divergent jusqu'à accuser en plan une distance de 2 à 3 km., mais dans toute cette région, le rejet apparent de la faille Barrois est beaucoup plus important que celui du Cran de Retour *et c'est la raison pour laquelle, dans cette note, nous avons appelé faille Barrois, l'accident qui sépare le massif de Denain de celui d'Anzin dans la région de Valenciennes (*)*.

Deux autres sondages sont situés dans la région au Sud de St-Saulve. L'un (sondage du Marquis, 685.27, alt. + 13. tête du paléozoïque — 48) aurait recoupé, d'après Gosselet (8), 408 m. de calcaire carbonifère et 81 m. de Namurien. Mais l'emplacement qui lui est assigné, d'après les archives, paraît inexact, car les 408 m. de calcaire se situeraient dans une zone où la bowette Midi, à l'étage 541 de la fosse de St-Saulve, a effectivement recoupé du Namurien. Comme le sondage date de 1812, nous admettrons que son emplacement est erroné. L'autre sondage est beaucoup plus intéressant.

Sondage de la gare de Marly (685.29, alt. + 31, tête du primaire — 10).

Ce sondage (M3 Deffline, 315 Gosselet) a recoupé de 41,50 à 417 m. un ensemble de roches gréseuses ou schisteuses généralement rougeâtres avec quelques passages calcareux surtout entre 240 et 283 m. et qu'on peut attribuer, d'après Gosselet (8), au Gedinnien supérieur, avec présence possible de Coblentzien au sommet. La Grande Faille du Midi passe à 417 m. de profondeur, Deffline (3) interprète ensuite le sondage comme ayant traversé le calcaire carbonifère de 417 à 588 m., du houiller inférieur de 588 à 631 m., de nouveau du calcaire carbonifère de 631 à 947 m. et du houiller inférieur de 947 à 992 m., fin du sondage. Or, il passe sous silence un ensemble

(*) Cette question de la faille Barrois et du Cran de Retour sera explicitée dans une prochaine étude d'ensemble de la structure du bassin du Nord.

de calcaires siliceux et de grès schisteux gris, verdâtres et rougeâtres que le sondage a traversé de 417 à 588 ; on ne peut manifestement pas attribuer ces roches au calcaire carbonifère comme il le fait. Pour nous, il ne peut s'agir que de l'extrême sommet du Famennien et des termes de passage au Tournaisien (zone d'Etrœungt) ; cependant, Defline affirme que les carottes de schistes et de schistes calcareux de 588 à 631 ont livré des fossiles appartenant au Namurien. Nous n'avons pas à émettre un doute sur ces déterminations, bien que les faciès indiqués pourraient aussi bien appartenir au Tournaisien, et nous sommes obligés d'admettre alors le passage d'une faille vers 588 m. pour expliquer la juxtaposition du Famennien sur le Namurien. Les pendages mesurés sur les carottes oscillent entre 20, 45, 70 et même 90°, on a donc bien la structure habituelle du flanc Sud du synclinal de Denain.

Région Fosse Petit - Sondage d'Estreux.

Le sondage dit d'Estreux (en fait sur la commune de St-Saulve) est extrêmement important car il a traversé une succession de terrains du Devonien supérieur et du calcaire carbonifère bien datés et renversés, comme on en trouve dans le massif de Boussu en Belgique.

Sondage d'Estreux (688.19, alt. 48,5, tête du primaire — 26).

Le sondage d'Estreux (E4 Defline, 316 Gosselet) a recoupé de 74,50 à 427,30 une succession de schistes plus ou moins gréseux, de quartzites et de psammites, gris bleuâtres, verdâtres ou rougeâtres appartenant au Devonien inférieur. Jusqu'à 170 m., on a quelques passages calcareux et à 175 m. on traverse un poudingue de 5 m. d'épaisseur. Ce poudingue correspond très vraisemblablement au poudingue coblentzien du « Caillou qui bique » qui affleure dans la vallée de l'Hogneau, près d'Angre, à la frontière franco-belge, à 6 km E.N.E. environ du sondage d'Estreux. Au-dessous, on a les faciès habituels du Gedinnien. La Grande Faille du Midi passe à 427,30. De 427,30 à 740, le sondage traverse une masse de calcaire gris, noirâtre ou rougeâtre avec intercalations de schistes verdâtres vers le bas, c'est-à-dire vers le sommet stratigraphique puisqu'on est en renversés, et appartenant au Frasnien. Après une cassure pentée à 60°, on trouve des alternances de schistes et de grès rougeâtres et verdâtres de 740 à 949, avec passages calcareux vers 850, le tout appartenant au Famennien. De 949 à 985, on a des schistes gréseux et des calcschistes gris foncé du Tournaisien plus ou moins réguliers avec, à 962 m., une cassure nette à 70°. Sous 985 m., on a un calcaire fétide massif gris noir puis un calcaire dolomitique du Viséen jusqu'à 1082,65 m., fin du sondage. De 683 à 1082,65, les terrains ont été carottés et datés par fossiles.

Vers la base du sondage, les terrains paraissent faillés et il est difficile d'apprécier l'épaisseur réelle des diverses formations traversées.

Sondage d'Estreux (689.19, alt. + 51, tête du primaire — 36).

Ce deuxième sondage, dit d'Estreux (E2 Defline, 349 Gosselet) est situé sur la commune d'Onnaing. Il a traversé des schistes grisâtres et rougeâtres de 87 à 380 m., appartenant vraisemblablement au Gedinnien, la Grande Faille du Midi à 380 m., puis un calcaire massif jusqu'à 405 m. La proximité du sondage d'Estreux, 688.19, nous conduit à attribuer ce calcaire au Frasnien.

Sondage de Saint-Saulve (687.83, alt. + 34, tête du primaire — 66).

Ce sondage (M4 Defline, 318 Gosselet) est entré directement à 100,15 m. dans le Namurien et y est resté jusqu'à 1.000 m. Les faciès sont typiques : schistes noirs à nodules pyriteux en tête du sondage, puis alternances de schistes et de grès avec petites passées charbonneuses, passages calcaires fossilifères vers 754 et de 766 à 789 et grès grossier siliceux avec inclusions charbonneuses à 935 m.

Les pendages sont très variables, alternant entre 20 et 90°. On a, là encore, l'allure type du flanc Sud du synclinal de Denain et il semble qu'on passe de la tête de l'assise de Bruille, au sommet du sondage, à la zone de la veine St-Georges au milieu pour finir dans un des bancs de grès grossier fréquents dans la partie supérieure de l'assise de Flines, signalés dans le comble Nord du bassin par M. Chalard (9) et connus aussi dans l'assise d'Andenne en Belgique.

Fosse Petit (687.91, alt. + 35, tête du primaire — 42).

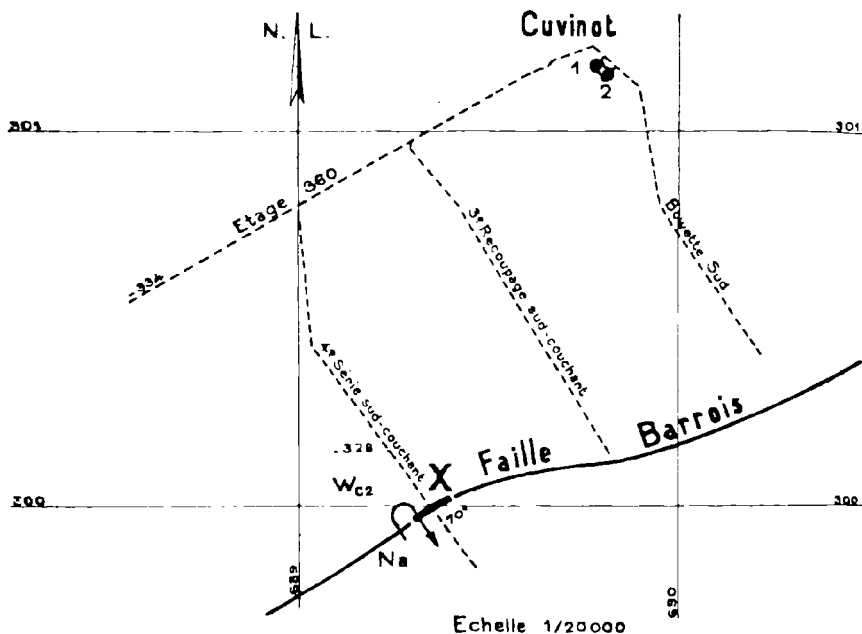
Cette fosse, creusée en 1835, a recoupé dans sa bowette Nord à 137, quelques passées et une veine de 1,10 m. d'ouverture appartenant au Namurien (6). Sa bowette Sud à 137 (Sud 27° Est) présente un certain intérêt bien que les renseignements donnés manquent de précision. Olry (10) rapporte que, dans cette bowette, « les bancs présentaient une inclinaison assez variable, mais à 140 m. du puits on est entré dans un terrain noir, écaillé, dans lequel on ne distinguait plus de stratification. On a abandonné la galerie à 200 m. de la fosse sans avoir atteint, comme on l'a supposé à tort, la Grande Faille du Midi ». Defline (3) rapporte en plus que, de 140 à 200 m., la bowette aurait trouvé « du terrain houiller régulier, incliné à 17° au Sud », et, « on a dit, d'autre part, que la bowette avait été poussée jusqu'à 356 m. du puits et avait rencontré en ce point des schistes bariolés appartenant au Dévonien inférieur ». Il ajoute que, bien qu'Olry incline à ne voir dans cette bowette que du houiller, la présence de la Grande Faille du Midi n'est pas invraisemblable, compte tenu des renseignements donnés par le sondage E4 (688.19) d'Estreux.

Nous nous rangerons à l'opinion de Defline en ajoutant qu'à partir du passage de faille très caractérisé à 140 m., le houiller sans houille incliné au Sud à 17° pourrait aussi bien être attribué au Silurien, la faille à 140 m. étant elle-même la Grande Faille du Midi. Nous avons traduit cette hypothèse sur la coupe *ed* de la fig. 1 ; on y constate que la pente obtenue ainsi pour la Grande Faille du Midi est plus conforme à ce que l'on en connaît ailleurs dans le bassin, que si l'on adoptait l'hypothèse d'Olry.

Région du siège Cuvinot, des sondages et de la Fosse d'Onnaing.

Dans cette région, un travers-bancs du siège Cuvinot a recoupé la faille Barrois à l'étage 360 ; il s'agit du recoupage 4^e série Sud-Couchant qui a quitté l'assise de Bruay (faisceau d'Ernestine) du gisement des gras de Cuvinot à 1.226 m. des puits (cote — 328) pour rentrer dans l'assise de Flines sur 198 m. avant d'être arrêté à 1.419 m. Cette assise de Flines a été étudiée par M.P. Pruvost et P. Bertrand dans un rapport inédit pour la compagnie des Mines d'Anzin [rapport cité (34) Hugé]. Les terrains sont renversés, pentés régulièrement au Sud, entre 23 et 50°, avec deux passages à 73 et 80° respectivement à 1.274 et 1.360 m. Ils se composent d'alternances de schistes foncés et de grès avec nombreux niveaux marins schisteux et un banc de calcaire à encrines à 1.274 m. A 1.277 m. se trouve un banc de schiste à plantes avec *P. aspera* ; l'assise de Flines est donc bien caractérisée ainsi que le passage de la faille Barrois (X sur le plan de la Pl. A et celui de la fig. 2). Un autre recoupage du siège Cuvinot au même étage, le 3^e recoupage Sud Levant, situé à 375 m. à l'Est du précédent, n'a pas touché le Cran de Retour. Sur le plan de la fig. 2, compte tenu de la direction prise par la faille Barrois entre le Sud de la fosse Bleuse-Borne et le point X, on voit qu'elle s'infléchit nettement vers l'Est pour passer au Sud de l'extrémité du 3^e recoupage Sud Couchant : c'est là le premier indice de la torsion subie par le massif de Denain au moment où il va commencer à se digiter en « écaille » de Crespin-

Boussu. D'autre part, sur la coupe ef de la fig. 1, nous avons représenté le raccord que l'on peut faire entre le S. 688.19 d'Estreux et le siège Cuvinot.



Plan de l'étage 360 de la fosse Cuvinot

Fig. 2

S. d'Onnaing (688.17, alt. + 26, tête du primaire — 97).

Ce sondage (M2 Deffine, 319 Gosselet, 35 Hugé) a atteint le calcaire carbonifère à 122,60 et le Namurien à 285,50. A. Carpentier (6) a signalé dans le calcaire *M. glabra* et *P. undiferus* ; le faciès était dolomitique dans les 100 derniers mètres et vers le contact au Namurien, le calcaire contenait des phanites bruns, c'est donc bien le faciès du Viséen supérieur. Dans le Namurien, il signale des schistes calcaireux au contact du Viséen (base de l'assise de Bruille) et de nouveau des schistes calcaireux de 440 à 446 avec fossiles dont une goniatite du groupe *Reticuloceras* ; quelques bancs de

grès étaient intercalés dans les 100 derniers mètres jusqu'à 605,50. On est donc en présence du Namurien bien caractérisé d'un faciès analogue à celui du comble Nord et en concordance sous le calcaire carbonifère. Les pendages variaient entre 25 et 70°, en plats et dressants alternés.

S. d'Onnaing (689.17, alt. + 30, tête du primaire — 125).

Ce sondage (E1 Defline, 327 Gosselet, 33 Hugé) a traversé 21 m. de schistes rouges, de quartzites verdâtres et de psammites de 155 à 176 m., puis du calcaire noirâtre massif de 176 à 187 m. Olry (10) rapporte les terrains rouges au Gedinnien alors que Defline (3) conteste cette assimilation en se basant sur les résultats du sondage C 12 (691.21) et en fait du Famennien. Nous nous rangeons résolument à l'opinion d'Olry pour deux raisons : le sondage C 12 n'a pas atteint le primaire d'une façon certaine et en tout cas pas sous le faciès rouge, nous le verrons plus loin ; d'autre part, le calcaire massif ne peut être que carbonifère étant donné sa présence dans les sondages immédiatement voisins et le passage des roches rouges à ce calcaire massif est brutal sans qu'on ait rencontré ni la zone d'Etœungt, ni les faciès du Tournaisien. *La Grande Faille du Midi doit donc passer à 176 m. dans le sondage.*

S. d'Onnaing (690.11, alt. + 25,5, tête du primaire — 217).

Ce sondage (C15 Defline) a recoupé du houiller sans autre indication de 243 à 368 m. Il ne peut s'agir que de Namurien dans le contexte des autres sondages.

S. d'Onnaing (690.13, alt. + 26, tête du primaire — 179).

Ce sondage (C15 bis Defline, 323 Gosselet, 32 Hugé) a recoupé 2 m. de calcaire carbonifère de 205 à 207, puis du houiller inférieur stérile fortement penté (82°) jusqu'à 287 m.; il permet donc de tracer avec beaucoup de précision la limite en ce point entre le Namurien et le Dinantien sur la carte de la Pl. IX.

Fosse d'Onnaing (690.15, alt. + 29, tête du primaire — 144).

Cette fosse (C19 Defline, 322 Gosselet, 31 Hugé) a recoupé le calcaire carbonifère à 173 m. puis, par un sondage, elle a recoupé du houiller inférieur stérile (schistes noirs à phanites) à partir de 422 m. Le calcaire est incliné à 87° au Sud alors que les schistes, vers la fin du sondage (490 m.) étaient inclinés à 25°.

Les trois sondages précédents, très rapprochés, sont intéressants, car ils permettent de tracer avec certitude la limite entre le Namurien et le calcaire carbonifère, au socle paléozoïque (voir carte de la Pl. IX).

S. de Quvrouble (691.21, alt. + 30).

Nous ne citons ce sondage (C12 Defline, 328 Gosselet, 30 Hugé) que pour faire la critique des interprétations qui en

ont été faites et étayer notre opinion sur le passage de la Grande Faille du Midi dans le sondage 689.17. Le sondage de Quarouble a recoupé, sous le Cénomanién, entre 156,20 et 199,17, fin du sondage, la succession suivante (archives du Groupe de Valenciennes) :

	<i>Epaisseur</i>	<i>Profondeur</i>
Argile grasse mélangée de sable vert	2,00	156,20
Poudingue formé de petits noyaux siliceux réunis par un ciment calcaire, terrain très tenace et analogue à celui dit « Meuse » à Bernissart (Belgique)	4,00	158,20
Argile noire	0,40	162,20
Poudingue de même nature que le précédent	2,00	162,60
Argile jaunâtre sablonneuse	1,00	164,60
Grès calcaire	1,60	165,60
Argile sableuse	0,51	167,20
Calcaire tendre	0,97	167,71
Grès calcaire mélangé de quartz	5,07	168,68
Grès calcaire mélangé de quartz, plus dur	3,69	173,75
Argile blanche sableuse	1,19	177,44
Grès calcaire	20,54	178,63
		199,17

L'ensemble de ces faciès n'appartiennent manifestement pas au Primaire. En l'absence de fossiles et d'indication sur les pendages, on ne peut faire de différence certaine entre les grès calcaires mélangés de quartz, au-dessus de l'argile blanche sableuse et le grès calcaire subordonné, et l'ensemble appartient vraisemblablement à l'Albien. On peut aussi, à la rigueur, admettre que le banc de 20,54 m. appartient à la zone d'Etrœungt ou à un macigno du Famennien supérieur car on ne connaît pas de banc homogène aussi épais dans le Vraconien de la région ; les plus épais, à notre connaissance, signalés par M. le Professeur Marlière (11), ne dépassent pas 5 m. Dans cette dernière hypothèse, la tête du primaire serait à —149 ; les sondages les plus voisins l'ont trouvée à —179 (S.690.13) et —144 (S. 690.15) ; dans l'autre hypothèse, la tête du primaire serait sous —169 ; nous restons de toutes façons entre les cotes données par les deux sondages voisins et il est impossible de conclure. Quant au tracé de la Grande Faille du Midi, l'argument de Defline n'a guère de valeur : la faille étant peu pentée, il suffit d'une variation de cote dans la surface d'érosion du primaire pour que l'affleurement de la faille soit rejeté tantôt au Nord, tantôt au Sud de la ligne moyenne correspondant à une surface d'érosion supposée horizontale.

Dans les cartes des planches IX et X, nous avons dessiné l'affleurement de la Grande Faille dans l'hypothèse de l'absence de primaire dans ce sondage.

Région de Quiévrechain-Crespin.

Cette région comporte deux groupes de puits ou sondages au Sud et au Nord du massif de Crespin. Nous étudierons d'abord le bord Sud ; c'est là que les renseignements sont les plus précis puisqu'il s'agit notamment des puits de l'ancienne compagnie de Crespin.

Fosse n° 2 de Crespin (694.11, alt. + 46, tête du primaire — 96).

Ce puits (321 Gosselet, 25 Hugé), dont la coupe détaillée est aux archives du Groupe de Valenciennes, donne les éléments suivants : la tête du primaire a été traversée à 142 m. ; il se compose d'alternances de schistes et de grès durs verdâtres, rougeâtres ou gris du Gedinnien, inclinés en moyenne de 25 à 30° au Sud. La Grande Faille du Midi a été traversée à 292,95 et sous elle on a trouvé de la dolomie et du calcaire carbonifère broyés jusqu'à 308,10, puis du Namurien irrégulier composé de schistes noirs pyriteux, de quelques passages de quartzite lustré et d'un passage de charbon broyé ; ce Namurien a le faciès de l'assise de Bruille et est probablement subconcordant sous le calcaire.

Sous la faille Barrois, traversée à 335,06, on est entré dans le gisement de Crespin dont la tête appartient au faisceau d'Ernestine. Le pendage des schistes Namurien était de 25 à 30°.

S. de Quiévrechain (694.09, alt. + 41, tête du primaire — 108).

Ce sondage (C14 Defline, 331 Gosselet) a atteint le Gedinnien à 149 m., la Grande Faille du Midi à 285 m. sous laquelle le sondage est entré directement dans le gisement des charbons gras de Crespin.

S. de Quiévrechain (694.07, alt. + 40, tête du primaire — 140).

Ce sondage (C18 Defline, 329 Gosselet, 24 Hugé) a trouvé le Gedinnien à 180 m., la Grande Faille du Midi à 198, puis du calcaire carbonifère jusqu'à 232 et du Namurien faiblement incliné et concordant sous le calcaire jusqu'à 275 m. où le sondage a été arrêté.

Fosse n° 1 de Crespin (694.05, alt. + 35, tête du primaire — 134).

Ce puits (320 Gosselet, 20 Hugé) a atteint le primaire à 169 m. ; jusqu'à 260 m., il a recoupé des grès et schistes noirs renversés avec phthanites et un banc calcaire de 2 m. appartenant au Namurien. Sous 260, il est entré dans le gisement exploité par Crespin ; la faille Barrois se trouve donc à 260 m.

S. de Quièvrechain (694.03, alt. + 32, tête du primaire ?).

Olry (10) signale seulement que ce sondage a rencontré des schistes noirs stériles et un banc calcaire. On est donc en présence du Namurien rencontré par la fosse 1 de Crespin.

S. de Quièvrechain (695.01, alt. + 30, tête du primaire - 137).

Olry (10) signale que ce sondage a rencontré à 167 m. du houiller très irrégulier, puis un houiller régulier exploitable. Il ne donne pas d'autres indications quant au passage de la faille Barrois, mais on peut déduire du sondage précédent et de la fosse 1 de Crespin que, sous les morts terrains, ce sondage a recoupé du Namurien et que le calcaire carbonifère du massif de Denain-Crespin se trouve au N.O. du sondage.

Coupe g-h

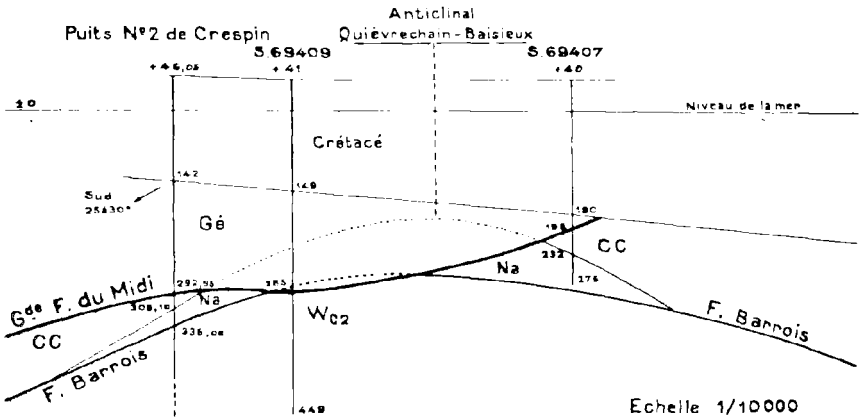


Fig. 3

Les sondages 694.07, 694.09 et la fosse 2 de Crespin permettent de construire une coupe précise montrant l'allure des divers massifs superposés (coupe gh de la fig. 3). Remarquons, en toute objectivité, que, dans la liaison indiquée entre le massif de Denain au Sud et celui de Crespin au Nord, il reste tout de même une légère part d'extrapolation : les massifs ne sont pas en

continuité absolue, mais le Dinantien et l'assise de Bruille renversée qui lui est subordonnée et qui se retrouvent de part et d'autre de l'anticlinal renversé de Crespin-Baisieux, ont fait transformer avec juste raison cette quasi continuité en continuité pure et simple par la plupart des géologues.

L'argument de continuité est du même ordre sur l'autre bord des massifs, la distance séparant le Namurien du sondage 690.11 d'Onnaing de celui du sondage 693.02 de la Chapelle St-Roch étant d'environ 4,5 km. et celle qui sépare le Dinantien des sondages 690.13 et 692.11 d'un peu plus de 2 km. : c'est le fait que les terrains qui se font vis-à-vis dans les deux massifs sont toujours homologues qui permet d'affirmer leur continuité.

Sur le plan de la fig. 4 qui tient compte de tous les puits et sondages de la région de Crespin, nous avons figuré l'allure de la faille Barrois et la limite calcaire carbonifère-Namurien à la surface du primaire, massif du Midi enlevé. Cela entraîne la présence de deux points singuliers dans les tracés par suite du changement de pente à la surface du massif de Crespin, dû à l'action de la Grande Faille du Midi.

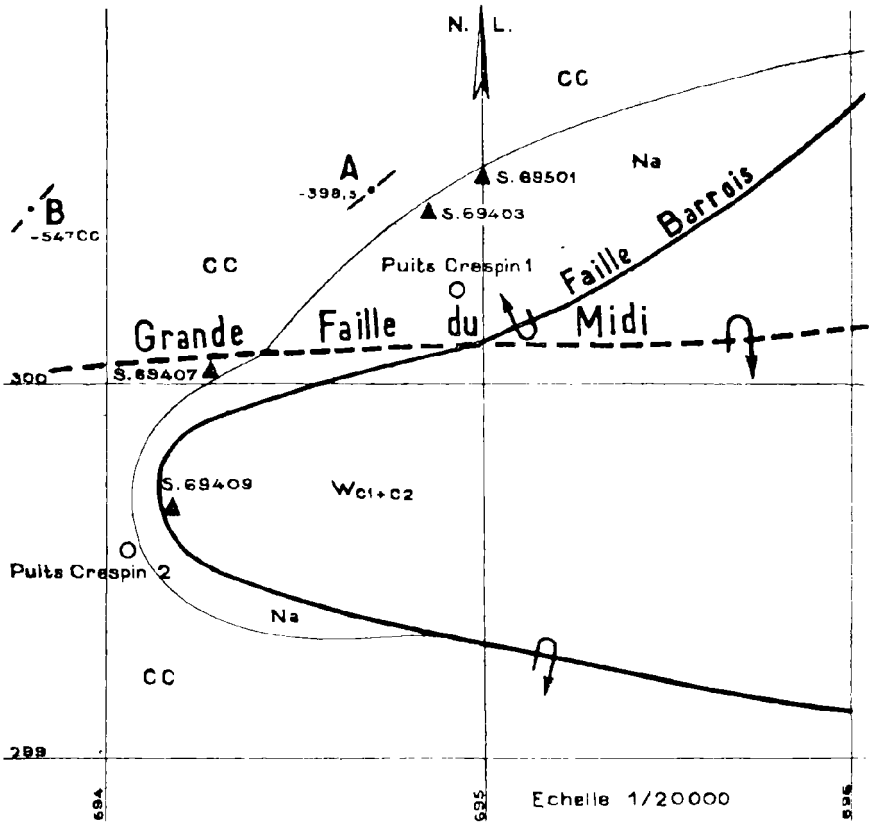
Dans la même région, les travaux du fond des mines de Crespin ont touché trois points de la surface de la faille Barrois à diverses profondeurs ; ce sont, d'après les archives des mines de Crespin :

A) *Bowette Nord à l'étage 436 du puits 1 de Crespin.*

Cette bowette (21 Hugé) a touché le calcaire probablement Viséen au point de coordonnées : 250 m. Nord, 220 m. Ouest du puits n° 1 et à la cote — 398,50. Une descente suivant le contact a montré une inclinaison de 30° vers le Nord-Ouest.

B) *Montage travers-banc à partir de la Grande Veine à l'étage 670.*

Cette recherche (22 Hugé) a touché le calcaire carbonifère au point de coordonnées 190 Nord, 970 Ouest du puits n° 1 et à la cote — 547,05 (les coordonnées citées par M. Hugé d'après Stainier sont donc inexactes, celles que nous donnons



Plan de la région de Crespin

Fig. 4

ont été relevées sur plans). Un chassage dans la faille a donné une direction Nord 53° Est et un pendage variant de 21 à 26°.

C) *Bowette Nord n° 1 à 670.*

Cette bowette (23 Hugé) a touché la faille Barrois au point de coordonnées 796 Nord, 382 Ouest du puits n° 1 et à la cote

— 625 ; la coupe de la bowette montre que la faille est pentée à 10°, on est donc à proximité du fond de la cuvette formée par la faille. Entre la faille et le calcaire, il y a une intercalation de quelques mètres de grès calcaireux et pyriteux semblant concordants avec le calcaire. Ce dernier, touché à la fois par la bowette et un petit sondage montant à un pendage, dans le plan vertical passant par la bowette, d'environ 26°. On a donc là, en renversé, le contact calcaire carbonifère assise de Bruille sur la faille Barrois.

Les trois cotes données par ces travaux souterrains permettent localement de construire avec une grande précision les courbes de niveau de la faille Barrois (voir Pl. X). Deux sondages, creusés à partir des travaux du fond (E et F Hugé) n'ont pas atteint la faille, ce sont les points 267 m. Nord, 800 m. Ouest du puits n° 2, cote — 541 (D) et 90 m. Nord et 1284 m. Ouest du puits n° 2, cote — 553 (E) qui montrent que la faille Barrois continue à affecter une forme anticlinale dans le prolongement Ouest de notre coupe gh (anticlinal de Quiévreachain-Baisieux).

Plus au Nord, dans la région du village de Crespin, il existe plusieurs sondages anciens ayant donné du calcaire carbonifère et deux sondages récents dont l'un donne un nouveau point précis du passage de la faille Barrois.

S. de Quarouble (692.11, alt. + 23, tête du primaire — 107).

Ce sondage (n° 7 Olry, 326 Gosselet, 29 Hugé) a rencontré du calcaire carbonifère dolomitique à 130 m. et est resté dedans jusqu'à 255 m.

S. de Crespin (693.03, alt. + 27, tête du primaire — 109).

Ce sondage (325 Gosselet, 28 Hugé) a recoupé le calcaire carbonifère de 136 à 196 m.

S. de Crespin (693.01, alt. + 25, tête du primaire — 77).

Ce sondage n° 16 Olry, 333 Gosselet, 27 Hugé) a rencontré le calcaire carbonifère de 102,40 à 304,37. La présence de schiste noir calcaireux vers 265 m. semble indiquer le Tournaisien.

S. de Crespin (694.01, alt. + 28, tête du primaire ?).

Ce sondage (n° 13 Olry, 26 Hugé) a rencontré dans le Crétacé les faciès typiques de l'Albien ; dans une formation

de la tête de l'Albien, on aurait rencontré des fragments de calcaire carbonifère remanié. Rien ne permet d'affirmer que le sondage ait atteint le paléozoïque. Il est descendu jusqu'à 143,47 m., soit à —115, le sondage voisin 693.01 a touché le primaire à —77, le sondage de la Chapelle St-Roch (693.02) à —110 et le sondage belge du Ragoda à —276 : les écarts sont tels qu'on ne peut rien extrapoler. L'avant-dernier terme recoupé à 140,51 se compose de 1,53 m. de grès vert albien et le dernier terme indiqué « grès calcaire mélangé de quartz », épais de 1,43 m. ne peut non plus être attribué au calcaire carbonifère avec certitude.

S. de la Chapelle St-Roch (693.02, alt. +18, tête du primaire —110).

Ce sondage, exécuté en 1956-1957 par le Service Géologique des Houillères pour la reconnaissance du gisement du siège Cuvinot, a touché le Namurien à 128 m. après avoir traversé 11 m. d'Albien à la base du Crétacé. Il a ensuite traversé la faille Barrois à 274 m. pour rentrer dans le Westphalien C2. D'après les déterminations de M. J. Chalard, ce Namurien se compose d'une fraction de l'assise de Bruille de 128 à 260 environ et en concordance sous elle, d'une fraction de l'assise de Flines jusqu'à 374 m. Les terrains sont cassurés et les pendages varient entre 15 et 50° avec une grande fréquence de pendages entre 35 et 40°. La présence de l'assise de Bruille, composée de schistes plus ou moins pyriteux, est certaine. Le reste a été attribué à l'assise de Flines uniquement sur le vu des faciès gréseux et de calcaire crinoïdique.

Ce sondage apporte une observation nouvelle et précise sur la composition du massif de Crespin et la position de la faille Barrois.

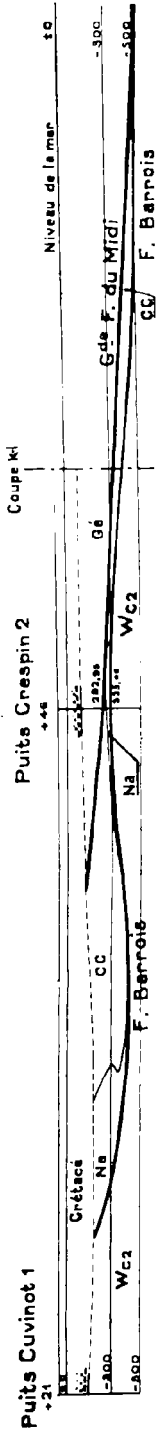
S. du Marais de Crespin (693.00, alt. +18, tête du primaire —147).

Ce sondage, creusé en 1957 à la suite du précédent, est entré directement dans le Westphalien C1 à 165 m. (niveau marin de Rimbert à 258 m.).

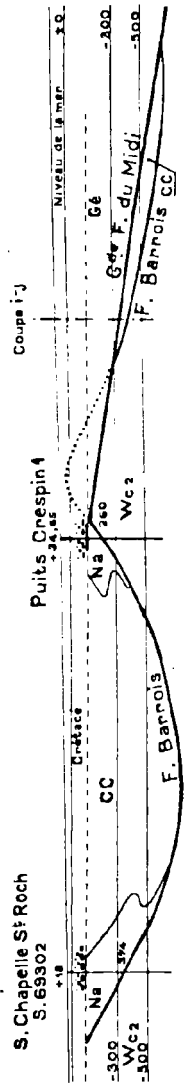
L'ensemble des puits, sondages et travaux du fond de Quiévrechain-Crespin nous a permis de construire les deux coupes ij et kl de la fig. 5.

Dans cette région, le Namurien est souvent présent et nous avons vu que, même en profondeur, il en existe quelques mètres entre le Viséen et la faille Barrois (point C, Pl. IX). Ce Namurien doit, comme le Dinantien lui-même, d'ailleurs, être fortement plissé (cela a été constaté dans le sondage n° 12 d'Ilensies-Pommereul que nous verrons ci-après) et c'est pourquoi nous l'avons

Coupe i-j



Coupe k-l



Echelle 1/50000

Fig. 5

dessiné ainsi sur la coupe kl, car, les pendages observés seraient en contradiction avec une limite Dinantien-Namurien verticale, notamment aux environs du puits n° 1 de Crespin (694.05).

Puits et sondages de Belgique.

Nous ne détaillerons que les sondages importants les plus voisins de la frontière ; les autres sondages et les puits de la région de Boussu ont fait l'objet de publications trop nombreuses pour que nous les décrivions une fois de plus ici : l'étude de M. Hugé (1) est la dernière en date qui fasse le point et l'on voudra bien s'y reporter si l'on désire plus de détails sur cette région.

En ce qui concerne la région puits du Saint-Homme - puits Avant-Garde, c'est en fonction des renseignements que contient son étude que nous avons établi cette partie de notre esquisse de carte géologique à la surface du primaire, car nous ne possédons aucun renseignement nouveau.

S. 14 d'Hensies-Pommereul (alt. + 22, tête du primaire — 265).

Ce sondage (19 Hugé), exécuté en 1907-1908, a rencontré le Namurien à pendages variables, sous les morts-terrains à 289 m., puis la faille Barrois à 344 m. (cote — 322).

S. 12 d'Hensies-Pommereul (alt. + 25, tête du primaire — 268).

Ce sondage (18 Hugé) a trouvé le primaire à 293 m., mais n'a pas recoupé la faille Barrois. Il a été arrêté dans le Namurien à 435 m. ; il s'agit probablement de l'assise d'Andenne (Flines). Les terrains traversés avaient une allure en dressants et fausses plateaux.

S. du Ragoda (alt. + 26, tête du primaire — 276).

Ce sondage, creusé de 1950 à 1952, est très important pour la connaissance du massif de Crespin et son raccordement à celui de Boussu ().* Il est entré dans le Viséen à 302 m. de

(*) Nous remercions vivement M. André Delmer, Ingénieur en Chef-Directeur des Mines, qui a étudié les carottes de ce sondage avec M. R. Legrand, d'avoir bien voulu nous autoriser à faire état de ses observations bien qu'il ne les ait pas encore publiées.

profondeur, à 402 m., il est entré dans le Namurien pour en sortir en traversant la faille Barrois à 615 m. (cote — 589). Les pendages sont très variables : 5 à 90° dans le Viséen, 10 à 65° dans le Namurien.

S. du Jardiné (alt. + 28, tête du primaire — 159).

Ce sondage (12) (16 Hugé), creusé de 1943 à 1946, a recoupé, sous le secondaire, du calcaire Frasnien de 187 à 303 m., puis du Famennien de 303 à 372 m. et du Tournaisien de 372 à 396 m. (cote — 368) où il a rencontré la faille de Boussu (faille Barrois).

S. de Thulin (alt. + 22, tête du primaire — 91).

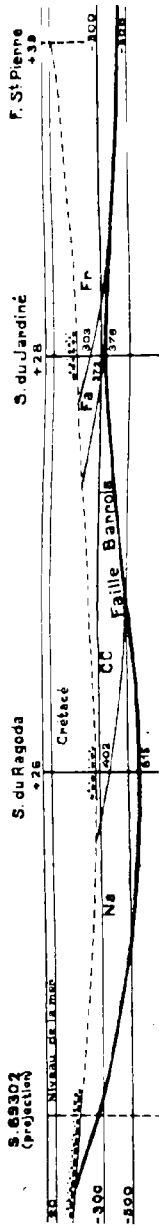
Ce sondage (13) (15 Hugé), creusé en 1919-1921, a rencontré l'assise de Chokier de 113 à 206 m., puis l'assise d'Andenne de 206 à 365 m. (cote — 344) où il a traversé la faille de Boussu. Les pendages variaient de 25 à 10°.

Dans la coupe mn de la fig. 6, nous avons reporté le sondage du Jardiné, celui du Ragoda et la projection du sondage de la Chapelle St-Roch (693.02).

Les trois points de la faille Barrois-Boussu sont à des cotes relatives telles qu'il devient évident que les massifs de Crespin et de Boussu sont en continuité l'un de l'autre. On peut objecter qu'il est possible de dessiner l'une des failles (Crespin ou Boussu) chevauchant l'autre, mais les terrains recoupés sont concordants et il serait bien étonnant, si les massifs étaient différents, que là encore (comme à Crespin) des origines tectoniques différentes aient amené des terrains en position concordante. L'appréciation que l'on peut faire de l'épaisseur du calcaire carbonifère, 400 m. au maximum pour tenir compte des plis, est d'un ordre de grandeur parfaitement admissible.

La coupe op de la fig. 6 donne la structure du massif de Boussu dans le méridien du puits du Saint-Homme, dans la région où l'on a recoupé du Silurien. La carte de la Pl. X porte les courbes de niveau de la faille Barrois tracées d'après tous les renseignements exposés dans cette étude, elle nous a permis de construire la coupe qr de la fig. 7, qui traverse la totalité du massif de Denain-Crespin-Boussu. On y voit la parfaite homogénéité de sa

Coupe m-n



Coupe o-p (d'après J. Hugé)



Echelle 1/50000

Fig. 6

structure puisqu'on retrouve les termes du Frasnien, du Famennien, du calcaire carbonifère et du Namurien aux deux extrémités de la coupe. Seul, le Silurien, présent notamment dans le puits du St-Homme et dans la fosse Avant-Garde du massif de Boussu, manque dans le sondage d'Estreux, mais il n'est pas exclu qu'il puisse se trouver dans le cœur du synclinal renversé d'Estreux (*).

Problème accessoire du massif du Cerisier.

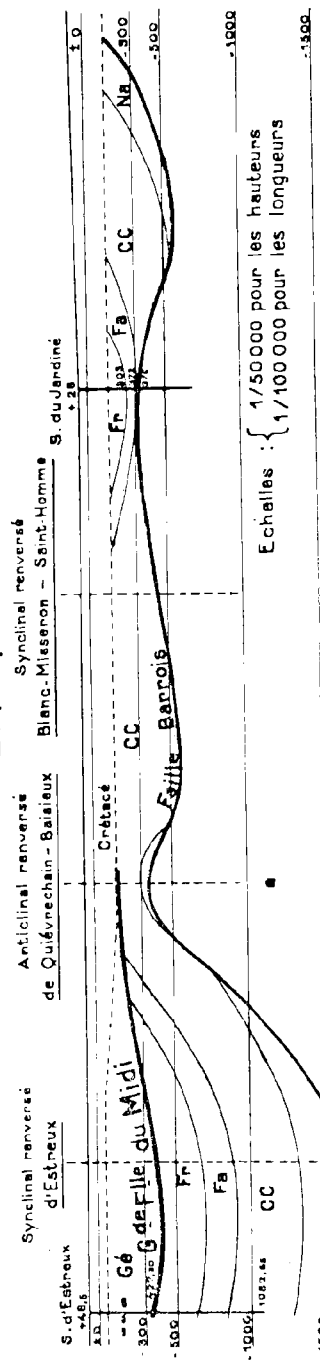
Le massif du Cerisier est constitué par du calcaire carbonifère (Dinantien) connu en Belgique le long d'un affleurement de la Grande Faille du Midi. Ce Dinantien affleure lui-même depuis un ravin du bois de Colfontaine à l'Est, jusqu'aux environs de Dour à l'Ouest. D'après A. Renier (14) qui confirme une ancienne opinion de Gosselet : « le soi-disant massif du Cerisier est une sorte de brèche de faille » ; il n'est connu que par son affleurement en surface, tous les sondages profonds des alentours ayant recoupé le massif du Borinage ou les massifs intermédiaires directement sous la Grande Faille du Midi sans le rencontrer (voir Pl. X et coupe st de la fig. 7).

Nous avons vu, à propos de la région des puits de Crespin (coupe gh), que le calcaire carbonifère traversé par le puits n° 2 était entièrement broyé mais reposait sur de l'assise de Bruille qui lui fait normalement suite. Il vient naturellement à l'esprit de penser que le Dinantien du massif du Cerisier est la suite, vers l'Est, du calcaire du puits 2 de Crespin. C'est ce que nous avons essayé de montrer au moyen de la carte de la Pl. X.

Cette carte représente les courbes de niveau de la faille Barrois et celles de la Grande Faille du Midi. Dans la région Cuvinot-Crespin, les courbes de niveau de la faille Barrois sont construites avec une très bonne approximation. Celles de la Grande Faille du Midi ont été interpolées dans la même région d'après les rensei-

(*) Rappelons que cette coupe a déjà été esquissée d'une façon à peu près identique par A. Renier (4).

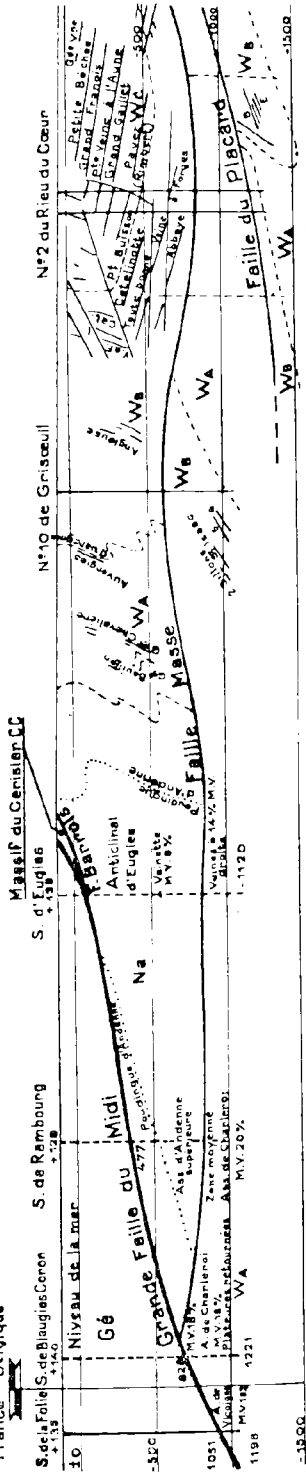
Coupe q-r



Echelles : { 1/50000 pour les hauteurs
 1/100000 pour les longueurs

Coupe s-t

(en partie d'après A. Renier et A. Delmer)



Echelle : 1/50000

Fig. 7

gnements donnés par les sondages de Marly-Gare, d'Estreux et les puits et sondages de Crespin d'une part, et le groupe des sondages belges et du sondage de la Folie (707.01) en territoire français d'autre part. Là aussi l'approximation, bien que moins bonne, est suffisante et l'erreur qu'on peut commettre ne fausse pas le principe de la démonstration : si l'on prend deux à deux les courbes de même cote des deux failles, on constate qu'elles se coupent sous un angle de plus en plus aigu au fur et à mesure qu'on va des cotes les plus profondes aux cotes les plus hautes.

En d'autres termes, le massif de Denain-Crespin, à l'Ouest, est important, ce qui se traduit par un écartement en plan de plusieurs kilomètres entre les deux failles (voir coupe ef), mais, en allant vers l'Est, les deux failles se rapprochent jusqu'à se tangenter à partir des puits de Crespin, écrasant le massif de Crespin entre elles et le faisant disparaître en profondeur (suivant une ligne indiquée sur le plan). Vers la surface, nous savons, d'après la coupe gh, que la Grande Faille du Midi recoupe deux fois la faille Barrois, ce qui se traduit par la ligne d'intersection figurée sur la Pl. X. Ceci indique que l'action de la Grande Faille du Midi a scindé à partir de Crespin, le massif de Denain en deux parties, l'une vers le Nord sous la forme du massif de Crespin-Boussu, l'autre vers le Sud sous la forme de Crespin-Cerisier, donnant à ce dernier la forme d'une lentille, d'un « lambeau de poussée » plaqué contre le massif du Midi, mais en continuité latéralement avec le massif de Denain.

Les arguments contre l'unité des massifs.

Avant de passer aux conclusions, il nous reste à répondre aux arguments mis en avant par les tenants de l'indépendance des massifs en les examinant de plus près. En 1953, notamment M. le major Stevens (15) a publié une étude où il réaffirme sa conviction de cette indépendance, mais nous ferons une remarque liminaire :

il considère comme improbable la liaison Crespin-Boussu alors qu'il admet sans discussion la liaison Denain-Crespin ; or, nous avons vu que l'argument de continuité n'était pas plus fort dans un cas que dans l'autre et était basé dans les deux, sur la continuité ou la concordance probables des terrains juxtaposés. Un des arguments qui lui paraît le plus convaincant est l'in vraisemblance qu'il y aurait à admettre une torsion d'axe aussi forte du massif supposé continu entre Crespin et Boussu : il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte des zones stratigraphiques à la cote — 300 du bassin du Nord pour constater que l'axe des synclinaux de Denain et de Dorignies pourtant soudés entre eux (les travaux miniers continus en font foi) présente une torsion encore plus grande, l'objection ne peut donc pas être retenue. Un autre de ses arguments est la présence du Silurien à Boussu alors qu'il n'y aurait que du Famennien à Denain-Crespin : nous avons, d'une part, vu qu'au sondage 688.19 d'Estreux il y avait une grosse épaisseur de Frasnien et qu'il y aurait place pour du Silurien possible dans l'axe du synclinal renversé d'Estreux et, d'autre part, que dans le massif de Boussu, le Devonien commence également par le Frasnien, il y a donc, en fait, une analogie réelle de composition stratigraphique entre les deux massifs. D'ailleurs, en toute objectivité, l'argument en soi reste faible, dans un sens ou dans l'autre : la présence ou l'absence de Silurien est due à une variation de l'ordre de la centaine de mètres seulement d'épaisseur au sommet du massif tel que nous le connaissons, alors qu'il a plus de 25 km. de longueur dans sa partie orientale où il se renverse et que son épaisseur peut y atteindre deux mille mètres. L'argument basé sur « l'in vraisemblance » de la superposition d'une forme anticlinale de la faille de Crespin-Boussu au synclinal d'Elouges entre les sondages du Ragoda et du Jardiné n'a pas valeur démonstrative non plus : la faille Barrois présente une forme synclinale très nette surimposée à l'anticlinal transversal de Marchiennes ; la Grande Faille du Midi

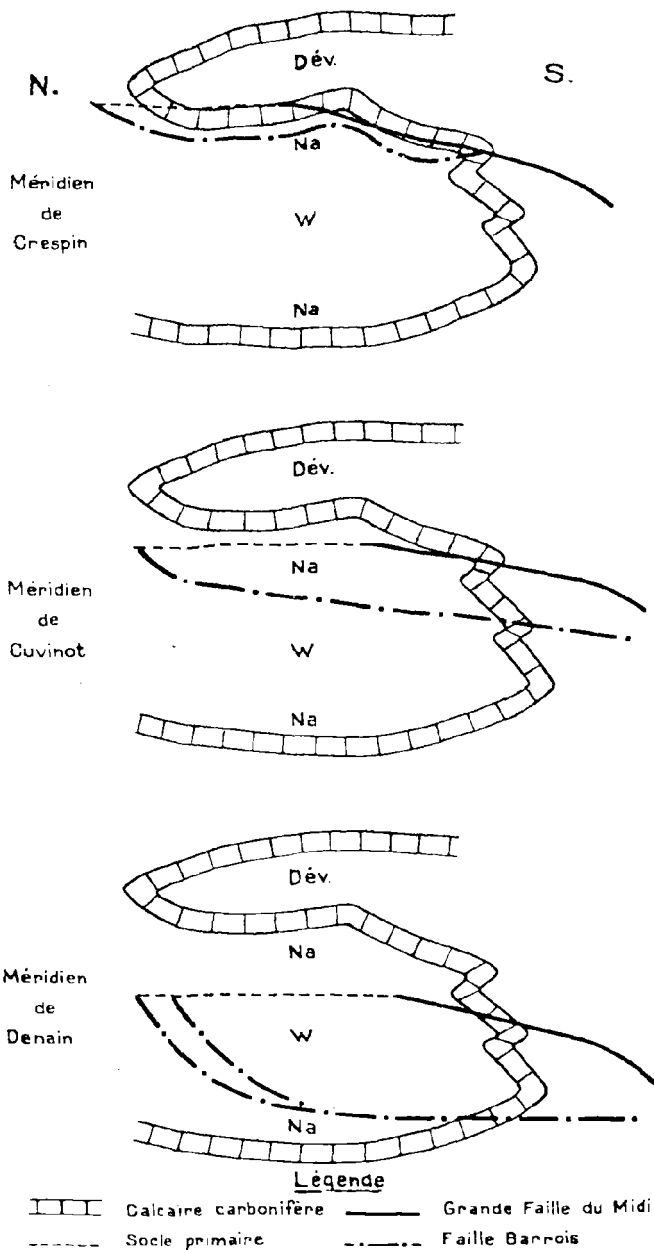
a une forme anticlinale très marquée là où elle repose sur le synclinal transversal d'Aniche ; les exemples ne manquent donc pas d'une dysharmonie dans les allures des massifs superposés. En résumé, les objections faites à la continuité des massifs paraissent infondées dans leur principe car contredites par des faits d'observation précis et nombreux.

CONCLUSIONS

Les faits significatifs amassés depuis plus de cent cinquante ans et les renseignements donnés par les travaux les plus récents ne semblent plus laisser subsister de doute quant à l'unité des massifs de Denain-Crespin-Boussu ; le sondage du Ragoda en particulier apporte un argument positif qui nous paraît décisif. La structure du massif telle qu'elle apparaît sur la carte de la Pl. IX montre la présence de deux synclinaux transversaux renversés, ceux d'Estreux à l'Ouest et de Blanc-Misseron-Saint-Homme à l'Est séparés par un anticlinal transversal renversé lui aussi, celui de Quiévrechain-Baisieux ; et c'est à cause de cette forme anticlinale qu'il ne reste plus, dans la région des puits de Crespin, que du calcaire carbonifère et du Namurien.

La complexité du massif de Denain est, en fait, plus apparente que réelle et sa genèse peut s'expliquer sans grande difficulté à partir des observations faites : ce massif se composait, au moment de sa formation, d'un pli couché d'une ampleur considérable puisqu'on passe en continuité du synclinal de la région de Denain aux renversés subhorizontaux de la région d'Estreux et de Crespin. L'action postérieure de la faille Barrois a cisailé ce massif à des cotes de plus en plus élevées en allant de l'Ouest vers l'Est, enlevant graduellement le fond du synclinal (*) pour ne plus laisser subsister que le

(*) ou plus exactement, laissant le fond du synclinal en place au Sud, dans la zone de ce qu'on appellerait ici improprement les « racines » de l'unité tectonique, cette zone elle-même ayant été à son tour charriée sur une faille sous-jacente.



Coupes séries dans le massif de Denain - Crespin - Boussu
Fig. 8

paquet renversé de Crespin-Boussu. C'est ce que nous avons essayé de schématiser dans la fig. 8. L'action ultime de la Grande Faille du Midi a coupé le flanc Sud du massif de Denain, venant même tronquer localement la forme anticlinale qu'avait prise la faille Barrois à l'Est de Crespin, séparant ainsi après coup le massif de Boussu de celui du Cerisier.

Dans le cadre de la genèse tectonique de l'ensemble du bassin houiller, l'absence de Givetien dans le massif de Boussu s'explique, comme le dit M. J. Hugé (1), par un ridement précoce du Silurien « première amorce d'un pli appelé à une destinée tectonique de grande envergure ». Il s'en suit que le synclinal de Denain se serait déposé dans une cuvette allongée parallèlement à ce pli précoce, au Nord. D'une façon plus générale, les différents synclinaux qui constituent actuellement le bassin houiller correspondraient à des bassins séparés au moment de leur formation (ce qui est vérifiable en ce qui concerne notamment les synclinaux de Vermelles et d'Ostricourt dans le Pas-de-Calais). Mais il serait inexact d'en déduire que les grandes failles directionnelles ne sont que l'accentuation et la rupture des voûtes anticlinales séparant ces bassins élémentaires, c'est-à-dire de simples plis-failles rompus. La réalité, que l'on commence à mettre en évidence à la suite des nombreux sondages profonds creusés depuis dix ans dans le bassin du Nord et du Pas-de-Calais, est différente et montre une grande analogie avec ce que l'on sait de la structure des bassins belges voisins, ainsi d'ailleurs que l'avait pressenti, il y a douze ans, A. Renier. L'accident majeur de la tectonique du bassin est sans conteste la Grande Faille du Midi ; la coupe st de la fig. 7 montre que cette faille, accentuant sa pente, plonge vers le Sud. Ce phénomène n'est pas localisé à cette coupe : dans la région de Liévin, les sondages de la Gueule d'Ours et de Fresnoy montrent le même phénomène. Il est vraisemblable que la surrection du synclinal de Dinant et son déversement sur celui de Namur, par l'intermédiaire de la Grande Faille du Midi, doive

transformer cette dernière en fracture sub-v verticale plus ou moins loin vers le Sud en profondeur et l'on constate (coupe st par exemple) que *toutes les grandes failles de charriage du bassin sont des surfaces cisailantes sub-horizontales, coupant indifféremment têtes d'anticlinaux et fond de synclinaux, mais prenant toutes leur origine à la Grande Faille du Midi*. Dans une telle tectonique où l'absence de renversés est fréquente, la notion de racine devient très imprécise : les ruptures déplacent les unes par rapport aux autres des fractions superposées d'un même synclinarium (voir coupe st), et il devient difficile de déterminer quel est celui des fonds de synclinaux restés en arrière qu'il faut rattacher à tel synclinal à fond trouqué. Même dans le cas du massif de Denain qui présente une structure en pli couché manifeste (voir fig. 8), la surface de rupture de la faille Barrois ne se cantonne pas électivement dans le flanc renversé du flanc, mais y rentre, sans l'ôter, en s'élevant graduellement vers l'Est après avoir coupé à l'Ouest le fond du synclinal de Denain. Ce n'est donc que très localement que les grandes failles de charriage du bassin s'installent dans le flanc renversé d'un pli. Une telle tectonique qui, dans la nomenclature admise, fait partie, par définition, de la tectonique de couverture, a tout de même dû s'élaborer à une profondeur relativement grande étant donné l'épaisseur des diverses unités tectoniques superposées et l'ampleur des renversés de certaines d'entre elles. Les forces tangentielles mises en jeu y sont considérables et les terrains eux-mêmes dans un état de plasticité très différent de celui qu'ils présentent en surface (*), ce qui doit faciliter les ruptures cisailantes.

(*) Dans les exploitations minières, à partir d'une profondeur variable suivant les bassins; mais de l'ordre de 8 à 900 m., on constate un véritable fluage des épontes schisteuses dans les galeries. Voir aussi, à ce sujet, l'expérience involontaire mais si suggestive réalisée dans un sondage et rapportée par MM. Lienhardt et Ricour (C.R. Sommaire, Soc. Géol. Fr., fasc. 5, 1959), sur la chute d'un trépan à molettes, retombé de 8 m. de hauteur environ, à 110 m. de profondeur et qui a moulé

Quant aux vrais plis-failles rompus, et il en existe, ils sont très localisés, soit qu'ils s'amulent en hauteur et s'enracinent latéralement (véritables failles intra-cutanées) dans une masse plus ou moins fluente, soit qu'ils se soient greffés sur les surfaces de cisaillement (comme nous avons pu le constater dans le Pas-de-Calais, sur la faille Pruvost).

La notion de lambeau de poussée a été introduite par M. Bertrand pour expliquer la présence de témoins de petit volume isolés en position anormale. Dans l'état actuel de la question, nous ne connaissons pas, tout au moins en ce qui concerne le bassin du Nord-Pas-de-Calais, de lambeau de poussée qu'on ne puisse raccorder latéralement à une unité plus importante. Il peut théoriquement y en avoir, mais la grande continuité des accidents directionnels permet presque à coup sûr de rattacher un lambeau, isolé entre deux failles, à l'unité comprise entre ces failles quand ces dernières s'écartent à nouveau et d'après ce que nous connaissons actuellement de notre bassin, entre un lambeau et une unité tectonique importante, il n'y a qu'une différence de degré mais non pas de nature, et dans les deux cas, ces unités tectoniques sont entièrement coupées de leur zone d'origine par le massif du Midi.

Tentons, pour conclure, de replacer dans le cadre général de la tectonique de couverture, les charriages observés dans le bassin houiller du Nord de la France. Ces charriages représentent des déplacements tangentiels de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres (Grande Faille du Midi, faille Barrois, faille Pruvost, etc...) auxquels il faut ajouter l'effet de plissement à l'intérieur de chaque unité tectonique ; dans le sens vertical, les rejets cumulés représentent des superpositions anormales de l'ordre de plusieurs kilomètres. Ces phénomènes, bien

son empreinte sur un grès quartzitique du Trias, sans modifier la texture de ce dernier (le sondage étant rempli de boue de forage, la pression ambiante à la surface du grès était légèrement supérieure à 40 k./cm²).

que de style différent, sont d'une euvergure presque comparable à ceux qu'on peut observer dans les Alpes par exemple. Dans celles-ci, les nappes se sont superposées, la plupart du temps sous l'effet de la gravité, sans qu'y apparaissent de renversements importants : il semble que les mises en place successives s'y soient produites au voisinage de la surface (*). Dans le bassin houiller du Nord, la présence de renversés très importants, au voisinage du massif et de la Grande Faille du Midi, indique que ces renversements se sont produits à une profondeur relativement grande et certainement supérieure à deux ou trois kilomètres. Mais il faut remarquer que, sauf rares exceptions, seules les unités tectoniques les plus élevées du synclinorium de Namur présentent ces renversements. Les unités tectoniques sous-jacentes ne présentent qu'une succession de plis tronqués, soit isoclinaux, soit plus ou moins légèrement déversés vers le Nord. Tout semble se passer comme si la formation de plis de grande amplitude, qui conduit à un épaississement des formations, n'était possible qu'à une profondeur relativement peu importante, les terrains surincombants restant d'un poids suffisamment faible pour ne pas s'opposer à la déformation et pouvant même en subir le contre-coup. A plus grande profondeur, la pression subie par les terrains est telle que les plis ne peuvent plus se développer librement en hauteur et l'augmentation du serrage tangentiel ne trouve une issue que dans des ruptures cisailantes se développant suivant des surfaces voisines de l'horizontale ; les charriages se continuent ensuite à la fois sous l'influence de la poussée initiale et de l'effet d'entraînement produit par la masse principale en déplacement (ici Siluro-Dévonien du massif du Midi). En dernière analyse, il est évident,

(*) Il s'agit ici des véritables nappes, bien entendu. Par contre, dans le houiller Briançonnais, par exemple, les plis et les renversés sont d'une amplitude comparable à ce qu'on observe dans le bassin du Nord, mais ils semblent moins faillés.

d'après les observations que l'on peut faire, que le style des déformations est en relation directe avec la profondeur, c'est-à-dire avec l'augmentation des contraintes subies par les terrains.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) J. HUGÉ. — Le massif de Boussu. Faits et interprétations. *Publication de l'Association des Ingénieurs de la Faculté Polytechnique de Mons*. Mons, 1947.
- 2) M. BERTRAND. — Etudes sur le bassin houiller du Nord et le Boulonnais. *Ann. des Mines*, 9^e série, t. V. Paris, 1894.
- 3) A. DEFLINE. — Note sur la constitution de la partie méridionale du Bassin Houiller du Nord dans la région de Valenciennes. *Ann. des Mines*, 10^e série, t. XIV. Paris, 1908.
- 4) A. RENIER. — Les gisements houillers de Belgique, 8^e suite, chap. XII, Relations internationales de tectonique. *Ann. des Mines de Belgique*, t. 22. Bruxelles, 1921.
- 5) P. PRUVOST et P. BERTRAND. — Quelques résultats des récentes explorations géologiques du Bassin Houiller du Nord de la France. *Revue de l'Ind. Minérale*. St-Etienne, 1932.
- 6) A. CARPENTIER. — Note sur la présence de goniatites et autres fossiles marins dans certaines formations du bassin houiller du Nord. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXIV. Lille, 1905.
- 7) A. BOUROZ. — Faciès et massifs de végétation dans la formation houillère du Nord de la France. Lille, 1940.
- 8) J. GOSSELET. — Les assises crétaciques du Nord de la France. Fasc. IV. Région de Valenciennes. Imp. Nat. Paris, 1913.
- 9) J. CHALARD. — Niveaux-repères caractéristiques dans le houiller inférieur du comble Nord à la fosse Agache. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXI. Lille, 1951.
- 10) A. OLRV. — Etudes des gites minéraux de la France. Bassin houiller de Valenciennes. Paris, 1886.
- 11) R. MARLIÈRE. — Albien et Cénomaniens dans la cuve de Crespin (Sondage du Ragoda). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIII. Lille, 1953.
- 12) A. DELMER. — Le sondage du Jardiné. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. LVIII. Bruxelles, 1949.
- 13) X. STAINIER. — Le sondage de Thulin. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LXIII. Liège, 1946.
- 14) A. RENIER. — Les gisements houillers de Belgique. *Ann. des Mines de Belgique*, t. XX. Bruxelles, 1919.
- 15) Ch. STEVENS. — Les plis couchés du Borinage. Définition, considérations et critères. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. XXVI. Liège, 1952.

**Observations sur les formations superficielles sableuses
au Nord de Charleville**

par **L. Voisin**

(Pl. XI, 2 fig.)

SOMMAIRE. — Le creusement d'une tranchée pour la pose d'un gazoduc dans la région de Charleville a permis de déceler sur le socle primaire (Gédinnien et Devillien), des dépôts de pente sableux manifestement issus des psammites et quartzites locaux. Il semble que ces formations sableuses récentes aient pu, par place, s'accumuler en dépôts importants. Ainsi pourraient s'expliquer l'origine et les principaux caractères de la sablière du Blanc Caillou, au SW de Meillier-Fontaine.

Durant le mois de septembre 1959, la Société Suburbaine de Grands Travaux de Noisy-le-Sec a procédé, dans la région de Charleville, à la pose d'un gazoduc devant amener le gaz lorrain jusqu'à la Meuse à Monthermé. J'ai pu visiter la tranchée ouverte pendant quelques jours, entre le point où elle pénètre dans le Massif Primaire au Nord de Damouzy (768,85 - 242,70) (1) et les hauteurs qui dominent Monthermé (771,50 - 242,70).

Une première série d'observations a pu ainsi être faite qui constitue l'apport certain de mon travail. J'ai étendu ensuite l'étude sur le terrain à la sablière de Blanc Caillou (2) (769,80 - 238,90) et tenté un rapprochement entre les faits observés dans la tranchée, d'une part, et dans la sablière d'autre part. Ce rapprochement reste hypothétique.

I. — OBSERVATIONS SUR LA TRANCHÉE DU GAZODUC.

Profonde en moyenne de 1,60 m., cette tranchée n'a atteint que très rarement la roche en place entre les deux points cités. Tout au plus pouvait-on reconnaître

(1) Coordonnées Lambert. I. - Zone Nord.

(2) Quelquefois appelée sablière de la Havetière. J'ai préféré le nom de Blanc Caillou qui est plus précis. Il existe plusieurs bois de la Havetière dans les Ardennes.

les débris soliflués et situer approximativement les assises qui les produisent. Il s'agit essentiellement de schistes lie de vin gédinniens, dans la partie sud, jusqu'à deux cents mètres au nord du Ruisseau du Blanc Caillou. Sous une très faible épaisseur de terre végétale, ils constituent la petite éminence de la Maison des Triots. Ils dominent ainsi topographiquement, dans la région du Blanc Caillou, les schistes verts de la même assise (Phyllades de Joigny). Les Ruisseaux de Meillier et du Blanc Caillou soulignent la dépression des schistes verts au nord des schistes lie de vin (3). De plus, les schistes verts apparaissent très peu homogènes. L'examen rapide de la caillasse superficielle permet de distinguer des fragments de quartzites verts et d'autres fragments d'allure nettement psammitique mêlés à un abondant délit de phyllades satinés.

Phyllades, psammites et quartzites se retrouvent en place dans la mauvaise coupe du talus Est, le long de la R.N. 389, au N du Ruisseau de Meillier-Fontaine.

Au milieu des débris schisteux, facilement entamés par la pelle mécanique, le fait intéressant le long de la tranchée a été la présence, en deux endroits bien localisés, de sables jamais signalés à ma connaissance. Au point 1 (769,90 - 239,60), à l'altitude de 300 m., sur le versant au Nord du Ruisseau de Meillier-Fontaine, plusieurs couches sableuses rubéfiées alternent avec des lits irréguliers de plaquettes de phyllades verdâtres (fig. 1 et pl. XI, 1). Un examen à la loupe binoculaire fait apparaître ces sables non usés, quartzeux, finement calibrés et, chose essentielle, englobant de nombreux

(3) J'ai pu noter en d'autres lieux la résistance de ces schistes à l'érosion, résistance supérieure à celle des schistes gris (de St-Hubert). Sous la place Joliot-Curie, à Charleville, les schistes lie de vin, mis à jour par de récents terrassements, forment une protubérance coiffée de très peu d'argile, tandis qu'immédiatement au Sud, sous l'école neuve du Plateau, les schistes gris sont profondément enfouis sous une grosse quantité d'argile.

petits fragments de quartzites et psammites chloriteux à différents stades de dissociation. De ce fait, l'origine des sables paraît évidente. La tranchée recoupe un léger replat à l'endroit où a été faite cette observation. Je suppose que le ralentissement sensible de la circulation des eaux d'infiltration a permis l'oxydation de la chlorite et la dissociation des psammites et quartzites en sables rouges. Le processus peut sans doute se discuter, mais l'origine des sables n'est pas douteuse à cet endroit.

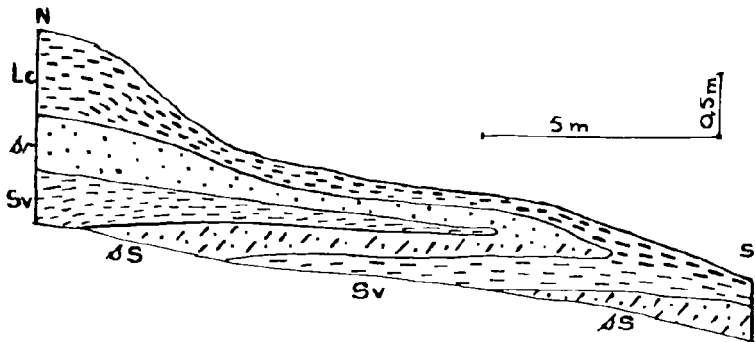


FIG. 1. — Coupe suivant la tranchée du gazoduc. Point 1

- Lc : Limon à cailloux
- Sr : Sables rubéfiés
- Sv : Plaquettes de schistes verts
- Ss : Sables mélangés de plaquettes

Dès que la pente s'accroît, le sable disparaît.

Il faut noter, en outre, la résistance des phyllades intercalés dans le dépôt sableux. Certains fragments sont cependant très altérés, à cassure brune.

J'ai trouvé, en plus, une seconde zone sableuse, très semblable à la première par sa genèse et sa situation, au point 2 (770,50 - 241,85), à l'altitude d'environ 325 m. L'origine se trouve cette fois dans les quartzites devilliens et le dépôt, toujours en léger replat à mi-pente, se divise en plusieurs lentilles qui se suivent sur une vingtaine

de mètres (fig. 2). Là encore, le sable disparaît des pentes accentuées.

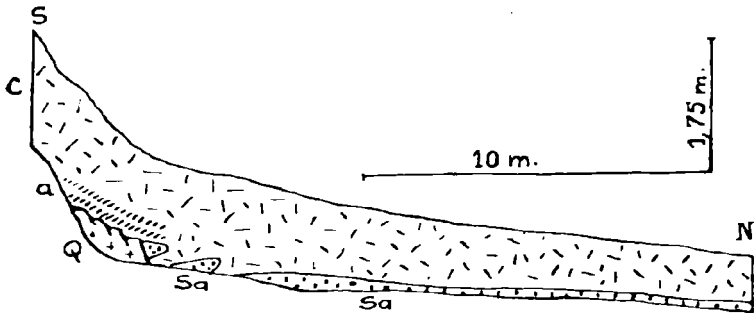


FIG. 2. — Coupe suivant la tranchée du gazoduc. Point 2

- c : Caillasse grossière
- a : Couches argileuses vertes
- Q : Quartzites devilliens en place
- Sa : Sables

Il me semble possible de préciser quelques idées à la suite de cette double observation :

— Tout d'abord, ce qui s'est produit sur le parcours de la tranchée peut fort bien s'être produit ailleurs. Cela peut, dans une mesure raisonnable, orienter les recherches à propos des origines de certains placages mal identifiés (Plateau de Rocroi, Sables des Perrières, Sables de la Havetière à Vireux-Wallerand..., etc...). En particulier, rien ne s'oppose à ce que le sable formé à partir de certains quartzites ne se trouve sous le limon épais des aplanissements supérieurs.

— La formation de ce sable n'est sans doute pas très ancienne. Issu, au moins en partie, de la caillasse quaternaire, mêlé à cette caillasse, il est sans doute aussi quaternaire.

— Formé à partir de banes pratiquement azoïques, et de toute façon désagrégés, ce sable de formation récente ne peut contenir que des fossiles récents : bois plus ou moins silicifiés, grains de pollen..., etc...

II. — LA SABLÈRE DU BLANC CAILLOU.

J'ai appliqué ces idées à un cas précis au cours de nombreuses visites que j'ai faites à la sablière du Blanc Caillou (769,80 - 238,90), à 1.400 m. au SW de Meillier-Fontaine (altitude : 305 m.).

Cette sablière aligne ses 150 m. de front de taille, parfois bien raviné, de part et d'autre de la R.N. 389. Seule la partie Ouest est actuellement exploitée. Dans la partie Est, la base de l'ancien front de taille rajeuni par une petite fouille est visible. Les sables fins, quelquefois d'un blanc très pur, s'y infiltrent superficiellement entre les écailles redressées des schistes lie de vin (pl. XI, 2). Dans l'exploitation Ouest, une étude de J.P. RAULIN, datée de 1951, note un soubassement de schistes verts. Un liseré noir d'oxydes métalliques (MnO_2 , Co, Al, Fe) analysés en 1934 par A. Borel souligne le contact à quelques centimètres au-dessus des schistes. On retrouve cet enduit sur la tranche des schistes et je l'ai également remis à jour à la base de deux petits sondages à la pelle au centre et dans la partie Ouest de la sablière. Sa présence semble donc assez générale. Elle témoigne de la concentration « per descensum » des oxydes, à la base des sables et sur leur support... Notons que ce support est lui-même fort irrégulier ainsi que le montrent la topographie de l'exploitation et le détail de la photo 2 (pl. XI).

La partie supérieure du front de taille est également remarquable. Sous le sol forestier actuel existe, par endroits, un matelas discontinu de plaquettes schisteuses lie de vin apparemment cryoturbées (pl. XI, 3). D'autres lits de plaquettes existent dans la masse même des sables. Très altérées, vers le bas, elles passent rapidement à des filets d'argile rouge.

Logiquement, ces fragments schisteux lie de vin ne peuvent venir que du sud où se localise la roche en place. Leur présence *par-dessus* les sables pose la ques-

tion de l'étendue de ces derniers. Il est satisfaisant de supposer l'origine des plaquettes dans la butte très aplatie, analogue à celle de la Maison des Triots, qui domine la sablière au sud. Cette hypothèse limite évidemment l'extension des sables à une poche à mi-pente. J'ai essayé d'en fournir une preuve en effectuant des sondages à la tarière, notamment aux environs de la cote 322,3 (769,90 - 238,35). Je n'ai pu que traverser 1,45 m. de limon argileux sans en atteindre la base. Cette épaisseur même laisse sceptique sur la présence des sables en profondeur au point de sondage... mais ce n'est certainement pas une preuve suffisante ; il faudrait des moyens d'investigation plus puissants.

De toute façon, qu'il s'agisse d'une nappe ou d'une poche, les sables du Blanc Caillou sont à rapprocher de ceux de la tranchée (Points 1 et 2). Morphoscopiquement, il s'agit *essentiellement* dans les deux cas de sables à grains très fins, non usés, et quelques centaines de mètres seulement séparent les dépôts observés. Il semble que l'on soit en droit de chercher à les identifier et de dater en conséquence le dépôt massif du Blanc Caillou d'une époque extrêmement récente (1).

J. Gosselet, dans l'« Ardenne », parlait, au vu de galets de grès et de quartzites d'anciens rivages liasiques, mais restait dubitatif dans sa conclusion où il ignorait la sablière actuellement visible.

J.L.F. Tricart, dans sa thèse sur l'Est du Bassin de Paris, penche, sans préciser si la sablière du Blanc Caillou est en question, pour des restes de cordons littoraux albiens.

(1) Je n'irai pas jusqu'à exclure formellement toute autre origine. Ainsi, Monsieur A. Bonte a eu l'obligeance de me signaler, au N de Renwez, des poches de sables résiduels résultant de la décalcification des grès calcaires sinémuriens. Ces sables sont aussi à grains très fins non usés, comparables morphoscopiquement à ceux du Blanc Caillou... Simplement la topographie et l'absence complète de fossiles au Blanc Caillou me paraissent rendre plus hypothétique le rapprochement.

J.P. Raulin nous ramène au Pliocène après une sérieuse visite de la sablière.

J'en ferais volontiers pour ma part un dépôt plus récent encore, très probablement quaternaire, sans vouloir, en l'état actuel des choses, préciser davantage.

Les problèmes posés par les sables du Blanc Caillou se compliquent surtout du fait qu'existent, dans la zone Est, à la limite Nord de l'ancienne exploitation, des sables différents des précédents. Il s'agit d'un mélange d'allure assez grossière et comprenant, entre autres choses, des macrograins de quartz, les uns anguleux, les autres émoussés, des grains complexes à ciment ferrugineux, des fragments schisteux, des petits galets (quelques millimètres de diamètre) de quartzites sombres... Le tout en stratification entrecroisée avec des sables fins. Manifestement, ce dépôt indique une variation assez brutale dans le mode de transport, sans doute un ruissellement assez rapide, et des origines multiples, certaines probablement lointaines. Pour les éléments anguleux de ce dépôt, je pense aux produits sableux du point 2 dans les quartzites devilliens. Leur granulométrie, qui va du très fin aux macrograins anguleux, les impose comme origine possible. Certains débris reviniens ont pu s'y adjoindre très facilement (1). Une observation vient à l'appui de cette hypothèse : les quartzites devilliens du point 2 sont très nettement métallifères. J'ai en particulier conservé, en provenance de ce point, un échantillon de quartzites altérés où s'observe largement l'enduit noir de bioxyde de manganèse, si caractéristique dans la sablière. De plus, la topographie actuelle est en accord avec l'hypothèse.

(1) Un rapprochement serait à faire avec les accumulations de graviers anguleux sur la bordure nord du Massif de Givonne. L'étude de la sablière de La Chapelle, sur la route de Bouillon, à 1 km. au Nord du poste de douane français, permet l'observation de sables quartzeux qui vont eux-mêmes du très fin au très grossier, le tout mêlé à des fragments schisteux et arkosiques très altérés.

Ainsi s'expliquerait que les sables du Blanc Caillou n'aient jamais fourni le moindre fragment fossile aux chercheurs... Une exception cependant : la découverte voici quelques années d'un « tronc silicifié » à la base des sables (Cf. Bull. de la Sté d'Histoire Naturelle des Ardennes, 1955, page 32), mais ce tronc peut être très récent. J'ai moi-même découvert, non loin de la sablière, sous un mètre de limon, du bois fossile certainement récent. J'aurais aimé pouvoir faire une comparaison. Malheureusement, je n'ai pas encore pu me procurer le fragment nécessaire en provenance de la sablière.

La note citée, mentionnant la découverte du tronc, précise que ce dernier repose sur de gros « blocs » de quartz. Cela n'a rien d'étonnant en un lieu dit du Blanc Caillou, les pentes environnantes étant, du moins sur le parcours de la tranchée, semées de blocs analogues.

Tout ce qui précède apparaîtrait donc comme relativement simple s'il n'existait dans les sables à gros grains de la limite nord de très beaux émoussés luisants dont la perfection de l'usure ne peut s'expliquer par un trajet de quelques kilomètres. D'où viennent-ils ? Je n'ai, jusqu'à présent, rien vu de tel dans la région. Comment se sont-ils mélangés aux grains anguleux et aux fragments schisteux ? A leur sujet, le problème reste entier.

CONCLUSION

Il est certain que les quartzites et psammites verts gédinniens, les quartzites devilliens, fournissent par altération un matériel sableux de formation récente, observables dans les dépôts de pentes actuels. Ceci ne constitue pas, bien entendu, une liste définitive des origines possibles.

Il est probable que ce matériel, à granulométrie essentiellement fine et généralement chargé d'oxydes métalliques, a pu par ruissellement constituer des amas comme celui du Blanc Caillou.

Cette seconde partie constitue surtout une hypothèse de travail. Je me propose donc de prolonger mes observations par un travail de granulométrie et de morphoscopie comparées des sables du Plateau et de sa bordure et par une recherche des modifications récentes qu'a pu subir le réseau hydrographique au nord de Charleville.

BIBLIOGRAPHIE

- BOREL (A.), 1394. — Sur un sable métallifère du Bois de la Havetière (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LIX, p. 185.
- GOSSELET (J.), 1888. — L'Ardenne. *Mém. Carte Géol. de France*, p. 804.
- RAULIN (J.P.), 1951. — Etude morphologique de l'Ardenne et de sa bordure entre Mézières et Rocroi. D.E.S., Lille.
- BULLETIN DE LA SOC. HIST. NAT. DES ARDENNES, 1955. Réunion du 4 Déc., p. 32.

La destruction des falaises kimméridgiennes

du Boulonnais

par B. Leroux

(Pl. XII, 5 fig.)

SOMMAIRE. — Quelques particularités de l'érosion par glissements des falaises kimméridgiennes dans la région d'Audesselles.

On ne peut manquer d'être frappé, lorsque l'on parcourt les falaises du Boulonnais, par les différences morphologiques qu'elles présentent selon que leur base est constituée de Kimméridgien, de Portlandien inférieur ou de Portlandien moyen.

Dans le premier cas, elles sont affectées par des phénomènes de glissement importants et caractéristiques ; dans le second, elles sont souvent stables parce qu'elles ne sont pas susceptibles d'être détrempées et que leur pied est protégé par des éboulis ; dans le troisième, elles sont

touchées aussi par des glissements, mais les panneaux se disloquent rapidement car les niveaux des marnes argileuses sont très nombreux et de plasticité identique.

Contrairement à ceux de Portlandien moyen, les glissements affectant le Kimméridgien montrent une certaine homogénéité pouvant entraîner l'élaboration de pseudo-structures. Leur localisation, d'autre part, est originale en ce sens qu'elle est liée à la présence de niveaux d'argiles blanches jouant le rôle de lubrifiant.

Après avoir déterminé une série stratigraphique sommaire, nous décrirons quelques glissements et tenterons d'en expliquer le mécanisme.

Stratigraphie.

L'étude stratigraphique de détail du Kimméridgien du Boulonnais vient d'être reprise (1), aussi nous n'en rappellerons que les banes caractéristiques du point de vue des glissements.

De haut en bas, on a notamment :

Argiles de Châtillon K 6 :

- Argiles schisteuses de Châtillon.
- Banes de calcaire lumachellicque gréseux K 631.
- *Argiles blanches plastiques supérieures.*
- Lumachelles gréseuses.

Grès de Châtillon K 5 :

- Grès et sables.

Calcaires et Marnes du Moulin Wibert K 4 :

- Lumachelles calcaréo-gréseuses.
- *Argiles plastiques blanches moyennes.*
- Calcaires marneux.

(1) B. Leroux. — « Une hypothèse sur la structure du Cap Gris-Nez ». D.E.S. 3 juillet 1959, Faculté des Sciences de Lille.

- Banés de calcaire à grains de quartz et de glauconie.

Sables de Connincthun K 3 :

- *Argiles plastiques blanches inférieures.*
- Ensemble de sables grossiers glauconieux et de grès calcaires.

Marnes du Moulin Wibert K 2 :

- Alternance de marnes argileuses et de banés calcaires ou calcaréo-gréseux rares.

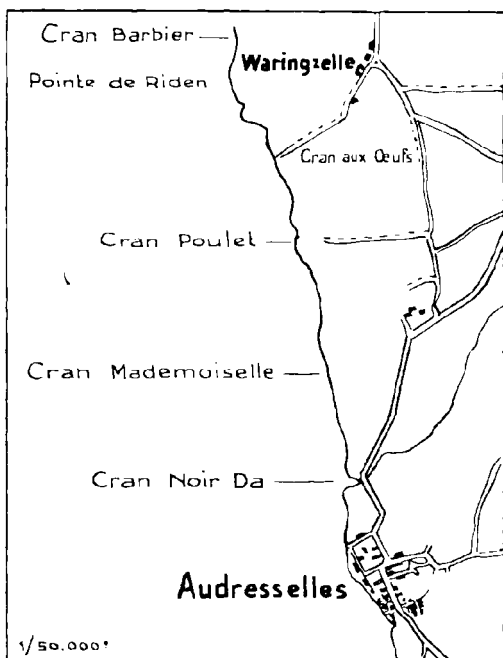


FIG. 1. — Plan au 1/50.000 de la région.

Done, dans les grandes lignes, ce Kimméridgien se différencie du Portlandien inférieur et moyen par la juxtaposition de niveaux extrêmement plastiques, d'alter-

nances marnes-lumachelles et de niveaux sableux. Ceci est à l'origine des variations dans les modalités de destruction des falaises.

Description de quelques glissements.

1) FALAISE D'AUDRESSELLES-NORD.

Nous appelons falaise d'Audresselles-Nord la région qui s'étend du village jusqu'à la pointe du Riden (fig. 1). Son orientation est sensiblement Nord-Sud ; aussi les vagues attaquent-elles la côte de face durant la plus grande partie de l'année, mais ne touchent jamais la base de la falaise.

Au voisinage du Cran Noir Da, elle présente un replat à une dizaine de mètres au-dessus de la plage. Les phénomènes observés affectent toujours les argiles schisteuses de Châtillon, le banc K 631, les argiles blanches supérieures, qu'ils soient situés au niveau de la plage ou à celui du replat.

a) Un panneau ayant pour base les argiles blanches supérieures s'est détaché de la falaise et a pris un pendage d'une vingtaine de degrés (Pl. XII, fig. 1 ;

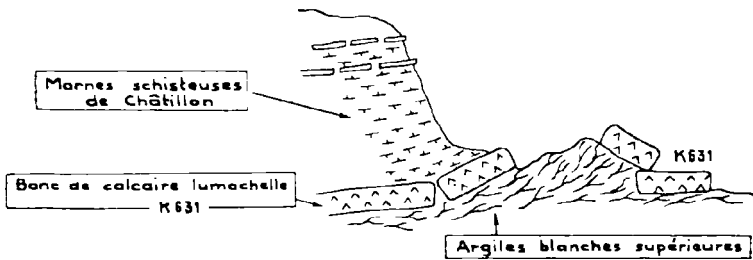


FIG. 2. — Cran Noir Da. - Glissement en masse sur les argiles blanches formant un bourrelet à l'affleurement (Pl. XII, fig. 1).

texte fig. 2). En avant du banc K 631, les argiles responsables du déplacement forment un bourrelet qui tend à enrober les blocs disposés devant lui.

b) A une soixantaine de mètres au Nord du glissement précédent affectant toujours les mêmes banes, nous avons un empilement de panneaux dont les plus récents sont normalement les moins inclinés (Pl. XII, fig. 2-3 ; texte fig. 3) ; l'extrémité Sud de l'un d'eux formant une pseudo-fermeture synclinale par suite de l'expulsion des argiles sous-jacentes.

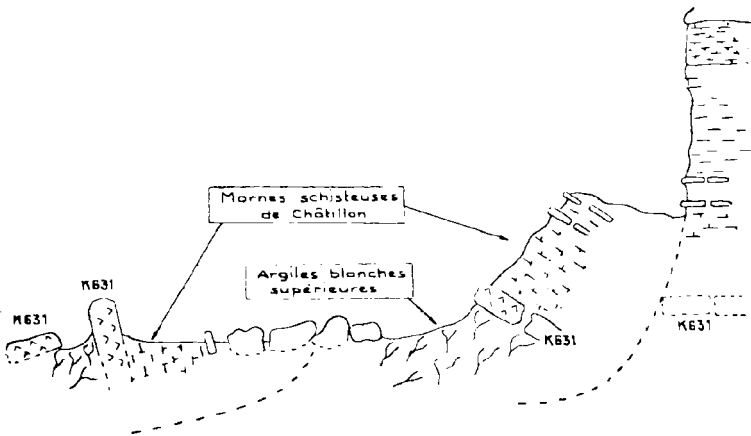


FIG. 3. — *Cran Noir Da* (au Nord du petit promontoire). - Deux glissements en masse successifs ; le panneau le plus récent est le moins incliné. L'extrémité du plus ancien forme une pseudo-fermeture synclinale. (Pl. XII, fig. 2-3).

On peut suivre cet ensemble sur une distance de plus de cent mètres. A partir du moment où le panneau s'est dégagé de la falaise, l'argile plastique va fluer dans toutes les directions et former des bourrelets.

2) REPLAT-ENTRE LE CRAN NOIR DA ET LE CRAN MADEMOISELLE (texte fig. 4).

Le bas de la falaise est constitué par les grès de Châtillon et par un ensemble de lumachelles gréseuses et de marnes qui forment le substratum du replat.

Sur celui-ci, on constate : que des panneaux de très grande dimension se détachent de la falaise sans se briser ; qu'ils prennent un pendage important ; que leurs ailes évoluent en général d'une manière indépendante ; que les banes K 631, couverts d'une épaisseur de marnes de 1 à 2 mètres, reprennent une position horizontale sur les argiles blanches sous-jacentes et continuent à glisser (1) ; enfin que des banes situés dans les argiles schisteuses se sont ancrés et stabilisés.

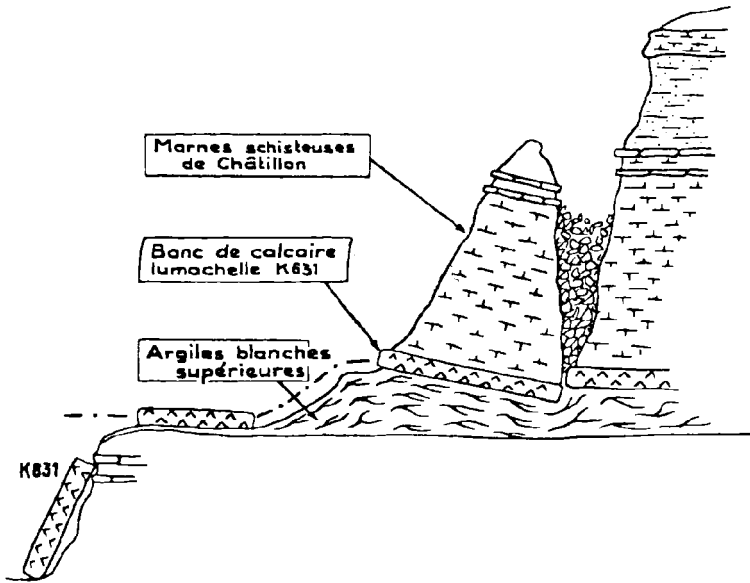


FIG. 4. — *Replat d'Andresselles*. - Glissement en masse sur le replat alors que la base de la falaise est stable.

(1) Nous avons pu, en juillet 1958, photographier un bloc sur le bord du replat et le retrouver en décembre au pied de la falaise. Donc, en moins de six mois, un volume gréseux de 7 à 8 mètres cubes s'est déplacé horizontalement d'environ 3 mètres avant de basculer, grâce à ce lubrifiant que sont les argiles plastiques supérieures (Pl. XII, fig. 4-5).

Mécanisme du glissement.

Les phénomènes que nous venons de décrire se retrouvent identiques chaque fois qu'affleure un niveau d'argiles plastiques, que ce soit au niveau de la plage ou à une altitude plus haute.

Les seules différences que l'on peut observer proviennent de la variation des propriétés physiques des bancs sus-jacents aux argiles. Dans le Kimméridgien, les glissements se produiront toujours à trois endroits différents :

1° à la base des argiles schisteuses de Châtillon, sur le niveau plastique supérieur ;

2° au sommet des calcaires et marnes du Moulin Wibert, sur les argiles plastiques moyennes ;

3° au sommet des sables de Conninethun, sur les argiles plastiques inférieures.

Lorsque le mécanisme se met en marche, la couverture ne joue un rôle que par le poids qu'elle applique sur la masse plastique et par sa perméabilité.

Il se produit au niveau du plateau des infiltrations importantes ; l'eau chemine facilement à travers les sables, les grès, les marnes, ainsi qu'à travers les argiles schisteuses, mais elle est arrêtée par le premier niveau imperméable. Une couche d'argiles blanches plastiques peut très bien tenir à condition que les eaux douces soient arrêtées avant qu'elles ne l'atteignent.

Par exemple, à Audresselles, au voisinage du Cran aux Œufs, les argiles blanches moyennes sont stables, alors que les argiles blanches supérieures qui constituent le premier niveau imperméable, situé au-dessus, sont responsables de glissements importants. La cohésion de l'argile au contact de l'eau douce va décroître considérablement ; elle va fluer et tendre à former un bourrelet à l'affleurement, d'autant plus important que les éboulis situés en aval sont volumineux.

Les argiles plastiques blanches inférieures, à la sortie de Boulogne, ne constituent pas vraiment le premier niveau imperméable, aussi l'alimentation en eau douce de la couche plastique s'accomplit par l'intermédiaire des sables aquifères sous-jacents de Conninethun. L'eau douce d'imprégnation des sables subit des pulsations (arrêt de l'écoulement à marée montante, accélération à marée descendante) qui facilitent l'alimentation puis la mise en mouvement du lubrifiant.

L'accroissement du pendage est en relation avec le poids de la couverture, avec l'épaisseur, le volume des argiles plastiques qui continuent de couler derrière le panneau et avec la nature du terrain situé devant celui-ci.

INTERPRÉTATION DU REPLAT D'AUDRESSELLES (Pl. XII, fig. 6 ; texte fig. 4-5).

A l'origine, on a un glissement de type classique qui se stabilise si les banes K 631 s'ancrent, donc si le niveau plastique supérieur se bloque.

S'il n'en est pas ainsi, les argiles blanches situées sous le panneau continuant à fluer, un tassement de la partie III (texte fig. 5) se produira. Il s'agit d'un panneau de plus faible importance. La force qu'il exerce sur son substratum plastique est inférieure à la force portante des argiles. Il va flotter en quelque sorte, reprendre une position horizontale et glisser comme un traîneau sur le replat. Le fragment II va accroître son pendage durant un certain temps et, en général, les banes qu'il contient s'ancrent et se stabilisent dans les éboulis (Pl. XII, fig. 6).

La présence d'un replat s'explique par le fait que l'érosion par glissement est plus rapide que l'érosion par sapement de la base de la falaise. La mer n'arrivant pratiquement jamais au pied de celle-ci, son rôle sera de

déblayer les éléments meubles descendus sur la plage et d'user sur place par frottement, les blocs compacts.

Le profil actuel de la côte d'Audresselles, là où l'on a un replat, semble correspondre à celui qu'a déterminé l'établissement du niveau actuel de la mer.

A cet endroit, la base de la falaise est constituée par des niveaux qui ne sont pas susceptibles d'être détrempés. Ils ne peuvent donc pas occasionner de glissements. La seule érosion possible est l'éboulement précédé d'un sapement.

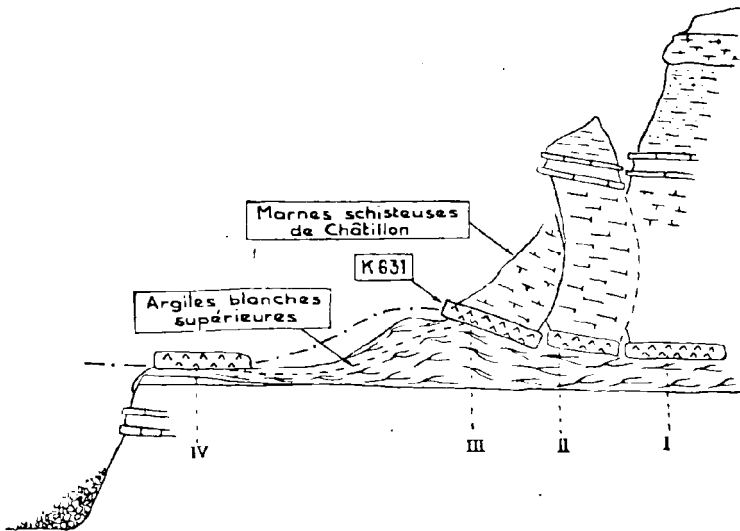


FIG. 5. — Replat d'Audresselles. - Evolution d'un glissement de type classique.

Or, ce sapement n'est plus possible actuellement, car les plus fortes marées ne baignent pas le bas de la falaise qui est de plus protégée par les éboulis venant du replat. A supposer que le niveau de la mer s'élève, la puissance des vagues ferait rapidement reculer le profil actuel qui se stabiliserait de nouveau après une période assez courte.

Considérant la violence (dégâts provoqués aux digues) mais la courte durée de l'érosion par sapement et la continuité de l'érosion par glissement, nous pensons qu'il y a un rapport entre la largeur du replat d'Audresselles et le temps qui s'est écoulé depuis l'établissement du niveau actuel.

On voit donc que les aspects de la destruction actuelle, malgré une apparence désordonnée, présentent une certaine homogénéité et procèdent d'un mécanisme complexe lié à la nature de la roche et à ses caractères hydrogéologiques. En particulier, dans le Kimméridgien, certains niveaux susceptibles d'être détremés, sont à l'origine de tous les glissements qui constituent ici le processus normal de destruction.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XII

- FIG. 1. — *Cran Noir Da*. Le banc de calcaire gréseux luma-chellique K 631 et les marnes schisteuses glissant sur les argiles blanches (Texte fig. 2).
- FIG. 2. — *Cran Noir Da* (au Nord du petit promontoire). Le banc K 631 formant une pseudo-fermeture synclinale.
- FIG. 3. — *Cran Noir Da* (au Nord du petit promontoire). Au premier plan, le banc K 631 légèrement relevé ; au deuxième plan, le niveau d'argiles blanches ; de nouveau, le banc K 631 et les marnes schisteuses. On a donc superposition de deux glissements. (Texte fig. 3).
- FIG. 4. — *Replat d'Audresselles* (entre le *Cran Noir Da* et le *Cran Mademoiselle*). Le banc K 631 légèrement en porte à faux sur le bord du replat en juillet 1958.
- FIG. 5. — *Replat d'Audresselles* (entre le *Cran Noir Da* et le *Cran Mademoiselle*). Le même banc K 631 basculé en décembre 1958.
- FIG. 6. — *Replat d'Audresselles* (entre le *Cran Noir Da* et le *Cran Mademoiselle*). Les bancs des marnes schisteuses de Châtillon ancrés dans les éboulis du panneau glissé.

Présence de roches exotiques

dans le cordon littoral ancien de Mayoc

au Nord du Crotoy

par R. Petit.

Dans sa thèse sur les Terrains Quaternaires du Nord de la France, Georges Dubois a, entre autres choses, étudié (p. 176) les cordons littoraux anciens de la plaine maritime picarde. Dans le résumé de cette étude (p. 191), il indique qu'il n'a trouvé dans ces cordons littoraux aucun galet exotique, et je n'ai pas entendu dire qu'on en ait signalé depuis lors.

Pour ma part, visitant en septembre de cette année l'une des carrières ouvertes sur le versant ouest du banc de Mayoc, à St-Firmin-lès-Crotoy, j'ai appris de M. Savreux qui exploite cette carrière, que des galets exotiques y étaient assez souvent trouvés et il m'en a donné quelques exemplaires. Je présente à la Société et lui remets pour le Musée Gosselet les plus remarquables d'entre eux. Ce sont :

1) Un galet de granite qui, avant sciage pour prélèvement d'échantillons, avait pour plus grandes dimensions 13 x 11 x 7 cm. et pesait 1 k. 330 ; après sciage, il pèse 0 k. 850.

2) Un autre galet à gros grains, surtout de feldspath. Avant sciage, il avait comme dimensions 27 x 23 x 11 cm. et pesait 8 k. 500 ; après sciage, il pèse encore 7 k. 170.

Ces galets proviennent d'une cote un peu inférieure à la cote zéro, en un point où la surface du sol naturel était à la cote + 7.

Grâce à l'obligeance de M. Bouroz et de M. Dollé, des lames minces ont été taillées dans ces deux galets de roches cristallines, ainsi que dans d'autres plus petits et leur étude pourra être présentée dans quelque temps

J'ai également visité une autre carrière appartenant aussi à M. Savreux, mais où l'exploitation est provisoirement arrêtée. Elle est située à Bihen, sur l'autre versant du banc de Mayoc, à 900 m. à l'E de la carrière précédente. J'y ai trouvé, dans un des tas du stock provenant de l'exploitation antérieure, un gros galet de silex montrant plusieurs Pentacrines ; cette faune ne permet pas de lui attribuer une provenance crétacée. Il faudrait plutôt lui chercher dans le Jurassique une origine qui serait alors fort lointaine. Ce galet aurait ainsi une valeur presque égale à celle des roches cristallines. Lorsque je l'ai ramassé, déjà incomplet, il pesait 15 k. 500 et ses dimensions principales étaient 43 x 22 x 15 cm.

REMARQUES A PROPOS DE CES GALETS

I. *Altération.* — Dubois signale (p. 281) que les galets de roches exotiques trouvés jusqu'alors dans les autres cordons littoraux anciens étaient souvent dans un état d'altération très prononcé. Les deux échantillons de roches cristallines présentés ce jour montrent le même caractère.

II. *Dimensions et poids.* — Dubois donne 5 à 10 cm comme dimensions des gros galets de silex (p. 181) ; il note que certains galets de grandes dimensions pèsent jusqu'à 420 g (p. 189). Il cite comme un record des galets de 15 cm pesant 1.000 g avec un maximum de 1.370 g (p. 178). Il n'indique pas le poids des galets de roches cristallines trouvés à Sangatte et à Wissant dans les cordons anciens. On voit que les galets présentés aujourd'hui dépassent très largement les dimensions et poids des galets trouvés autrefois. Ceci tient sans doute à ce que les moyens mécaniques permettent d'atteindre sous le niveau d'eau des couches inobservables du temps de Dubois.

Tous ces faits ainsi que d'autres remarques nous

amèneront à émettre des hypothèses sur les conditions de mise en place des cordons littoraux anciens, ce sera l'objet d'une communication ultérieure.

Silex et marcassite

associés dans la craie

par R. Petit.

(Pl. XIII)

En 1956, M. Bonte a étudié et présenté à la S.G.N. un échantillon montrant silex et marcassite associés.

Au cours de deux journées de recherches pendant l'été dernier, j'ai trouvé plusieurs exemplaires de la même association sur la plage du Bois de Cise (entre Ault et Mers) à 400 m environ au SW de l'escalier qui donne accès à cette plage. En cet endroit, où la falaise entièrement sénonienne a près de 70 m de hauteur, plusieurs causes contribuent à réunir et à maintenir dans un petit espace un grand nombre de nodules de marcassite. D'abord, la falaise étant très haute, il y a plus de chances qu'ailleurs d'y trouver de la marcassite, surtout si cette dernière est plus abondante dans les couches supérieures de la craie. Ensuite, le recul de la falaise produit là un grand volume d'éboulis de craie qui brisent pendant plus longtemps qu'ailleurs la force des vagues. Enfin, la marcassite ayant une densité élevée exige pour être déplacée, des vagues ayant une force presque double de celle qui suffit pour déplacer des silex de même volume. C'est de ce rassemblement de marcassite que proviennent les échantillons que j'ai trouvés. Grâce à l'obligeance de M. Bouroz et de M. Dollé, je puis en présenter plusieurs sections.

On y voit que les cassures de silex, même les plus fines, sont remplies de marcassite, excepté lorsque celle-ci, oxydée, a plus ou moins disparu. Par contre, il existe dans la marcassite une cassure qui, elle, n'est pas remplie

de silex. L'un des échantillons est une véritable brèche où la marcassite cimente des fragments anguleux de silex.

Tous ces échantillons confirment les déductions de M. Bonte qui concluait à l'antériorité du silex sur la marcassite.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIII

- FIG. 1. — Vue latérale extérieure montrant trois pointements de silex hors de la marcassite.
- FIG. 2. — Vue extérieure du dessus montrant les mêmes pointements de silex et la trace du plan de coupe. Sur ces deux vues on n'aperçoit plus la forme extérieure des cristaux de marcassite, parce que, pendant un long séjour sur la plage, ils ont été martelés par l'action des vagues.
- FIG. 3 et 4. — Deux faces polies de la même section. On y voit une cassure du silex AB A'B' remplie de marcassite, ainsi qu'une autre très fine cassure CC'. Les cristaux de marcassite se sont principalement développés à partir des points AA' et BB'.

M. J. Ricour présente un compte rendu de la conférence sur le Mésozoïque, tenue à Budapest en septembre 1959 :

Pour célébrer le 90^e anniversaire de sa fondation, l'Institut géologique de Hongrie a organisé à Budapest, du 15 au 23 septembre, un colloque sur le Mésozoïque méditerranéen.

Les problèmes afférents aux terrains secondaires ont été abordés sous les angles stratigraphique, paléontologique, pétrographique, technique et économique. L'ensemble des travaux sera publié par l'Institut géologique de Hongrie.

Le nombre des spécialistes réunis à Budapest (70 géologues étrangers et 170 hongrois) souligne le succès de cette conférence, qui a été suivie de journées d'étude sur le terrain dans trois régions différentes de la Hongrie.

L'immense effort réalisé par M. Fülöp, directeur de l'Institut géologique de Hongrie, et par ses collaborateurs, dans un domaine tant scientifique que matériel, a fait de cette conférence une réussite.

Au cours de la réunion, un plan de travail échelonné sur 10 ans a été élaboré en vue de réaliser une synthèse du Mésozoïque méditerranéen : des cartes de faciès par pays et par étages seront dressées, les profils fondamentaux et leur faune seront révisés, les faciès régionaux seront définis d'une

façon précise ainsi que leurs corrélations exactes. On tentera également d'éclaircir le problème du rapport entre les zones de faciès et la tectonique, etc.

Ce travail sera accompli dans le cadre des organisations internationales existantes : Congrès géologique international et plus particulièrement sa commission de stratigraphie, Association carpatobalkanique, Union paléontologique internationale, etc.

Certains problèmes concernant le Mésozoïque seront mis à l'ordre du jour des congrès de l'Association carpatobalkanique qui se tiendront à Bucarest en 1961 et à Varsovie en 1963. L'Institut géologique de Hongrie (Vorosilov ut 14, Budapest XIV), assurera la liaison entre les correspondants qui seront désignés pour chaque pays. Il publiera un bulletin d'information annuel en quatre langues (hongrois, russe, allemand, français), qu'il mettra gracieusement à la disposition des intéressés.

Pour la France, M. Roger — pour l'ensemble du Mésozoïque — et M. Ricour — pour le Trias — ont bien voulu se charger provisoirement d'assurer la liaison avec l'Institut géologique de Hongrie avant que d'autres chercheurs ne se fassent connaître.

Séance du 2 Décembre 1959

Présidence de M. Ch. DELATRE, Président.

Mlle **Le Maître** dépose sur le bureau de la Société une série de notes relatives :

1° à de nouvelles formes de Polypiers sahariens et à la microstructure de polypiers Tabulés ;

2° à des Cystoïdés et des Crinoïdés d'Afrique du Nord.

Ces notes ont été publiées dans les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences et les C. R. Somm. de la Société Géologique de France.

Elle présente un fascicule intitulé : CONTRIBUTION A L'ETUDE DES FAUNES DÉVONIENNES D'AFRIQUE DU NORD. I. ECHINODERMES, publié par le Service de la Carte Géologique de l'Algérie dans les *Travaux des Collaborateurs*, n° 20, p. 113-153, 3 fig., 3 pl., 27 mars 1958 (paru en 1959).

*
**.

Mlle **Le Maître** remercie la **S.N. REPAL** qui a bien voulu l'autoriser à donner des renseignements concernant le gisement d'Hassi Messaoud. Elle expose la suite des formations géologiques rencontrées dans le puits Md (Md I, le puits historique est celui qui, le 15 juin 1956, donna de l'huile). La couche productrice, la roche magasin du pétrole, a pu être datée.

Mlle Le Maître montre des fragments de carotte des formations principales d'un forage, y compris un fragment de la couche pétrolifère.

Cinq communications ont été présentées :

La destruction des falaises du Blanc-Nez

par A. Bonte.

A la suite de la communication de M. Leroux (1), je voudrais ajouter quelques indications sur la destruction des falaises crayeuses du Blanc-Nez.

J'ai signalé l'an dernier (2) que les falaises crayeuses semblaient s'effondrer sous leur propre poids, par écrasement de la craie ou poinçonnement et fluage des argiles du Gault, suivant le cas.

1) Au petit Blanc-Nez où le substratum est formé par les Argiles du Gault, la falaise a 55 m. de haut, ce qui donne à la base, pour une densité humide de 2,1, une charge de : $5,5 \times 2,1 = 11,55 \text{ kg/cm}^2$.

Cette charge est nettement trop forte pour des argiles constamment baignées par l'eau de mer ; alors que, dans les meilleures conditions, elles ne doivent pas être chargées à plus de 3 à 5 kg.

(1) *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LXXIX, p. 168.

(2) *Bull. Serv. Carte Géol. France, C.R. Coll. Campagne* 1958, t. LVI, 1958, p.

2) La falaise du grand Blanc-Nez a 133 m. de hauteur ; elle pèse donc : $13,3 \times 2,1 = 27,93 \text{ kg/cm}^2$.

Des craies prélevées en sondage, donc pratiquement inaltérées, ont donné comme résistance à l'écrasement les chiffres suivants :

pour le Sénonien	33 à 35 kg
pour le Turonien moyen	42 à 43 kg
pour le Cénomaniens supérieur	44 à 48 kg

En falaise, les craies sont altérées par oxydation et par dissolution ; comme elles sont largement fissurées, elles ne bénéficient pas de l'autofrettage. On voit donc qu'elles sont à la limite de résistance.

Par ailleurs, on sait que la résistance à l'écrasement est fortement affectée par les efforts de longue durée. C'est ainsi qu'on a constaté que des charges n'atteignant que 60 % de la charge limite étaient susceptibles de provoquer la rupture sous longue durée. Dans ces conditions, même en prenant pour le Cénomaniens la valeur la plus élevée 48 kg, la rupture risque de se produire pour une charge de $48 \times 0,60 = 28,8 \text{ kg/cm}^2$, qui est très voisine de la charge supportée par la base de la falaise.

On a ainsi la preuve que les falaises crayeuses du Blanc-Nez s'effondrent sous leur propre poids, la mer se contentant de déblayer les matériaux.

En temps normal, la masse de la craie est dans un état d'équilibre assez précaire : la base de la falaise est souvent renflée et les blocs de craie plus ou moins disjoints. La densité étant maximum durant l'hiver du fait de l'imbibition, c'est à ce moment que les écroulements risquent de se manifester, déclenchés par une cause secondaire telle que dégel, tempête ; mais, en toute saison, le danger subsiste et il serait peut-être opportun de le signaler.

*Sur l'utilisation des eaux du Bathonien
près du littoral boulonnais*

par A. Bonte.

SOMMAIRE. — Les calcaires bathoniens se trouvent sur le littoral boulonnais à une profondeur inférieure à 300 m et pourraient fournir une eau artésienne de bonne qualité pour certains usages industriels.

L'eau du Bathonien a été rencontrée à deux reprises au moins, dans les environs de Boulogne, il y a près d'un siècle ; mais il semble qu'elle n'ait plus jamais été recherchée depuis. La profondeur du gisement n'est pourtant pas prohibitive, mais la qualité de l'eau a probablement été mal interprétée. Et puis on ne comprenait pas l'alimentation de cette nappe, alors que le réservoir du Séquanien paraissait se trouver dans des conditions plus normales.

Le premier forage au Bathonien date des environs de 1872 ; il a été creusé à Outreau (8-9) dans l'usine des Aciéries de Paris et d'Outreau et il porte, dans la littérature géologique, le nom de sondage de Montataire. Ce forage était artésien et donnait à l'origine 400 m³/jour d'une eau qualifiée de sulfureuse, sans doute parce que la sonde avait atteint les sables et argiles pyriteux infra-oolithiques. Actuellement, ce forage est toujours artésien et débite, paraît-il, 9 m³/heure d'une eau douce (0°5 à 1°5) renfermant 151 mg de chlorure de sodium, 43 mg de carbonate de soude et 58 mg de sulfate de soude. Elle convient parfaitement à certains usages industriels.

Le deuxième forage (1877-1879) est celui de la Brasserie Lemaire (10) près de la gare de Tintelleries et, d'après Rigaux, il aurait donné une eau pure et jaillissante. J'ignore ce qu'est devenu ce forage.

L'eau du Bathonien est probablement très abondante, si on en croit tous les forages profonds (3-6) qui ont été implantés dans le Nord du Bassin de Paris et qui

ont atteint la partie moyenne de l'étage, car il s'agit d'un calcaire pur, compact, fortement diaclasé, caverneux.

D'où vient cette eau ? Dans le Nord du Bassin de Paris, elle vient probablement des affleurements situés à l'Est, dans l'Aisne et les Ardennes, où les calcaires blancs du Bathonien moyen sont éminemment solubles (poches de Wealdien-Albien) et perméables en grand ; peut-être aussi des affleurements du Boulonnais. En tout cas, dans la région de Boulogne, l'alimentation doit certainement être recherchée dans les affleurements de Marquise-Rinxent, Belle et Selles.

Il y a un autre argument pour présumer de l'importance du réservoir bathonien. En 1922, E.O. Forster Brown (5) a attribué aux infiltrations de la région de Marquise les afflux d'eau considérables qui gênaient l'exploitation du Bassin houiller du Kent, lorsque les puits avaient à traverser les sables infraoolithiques. Pour expliquer la charge observée, il déniait tout rôle aux affleurements anglais, mais il imaginait que les eaux cheminaient du Boulonnais vers le Kent par l'intermédiaire du Calcaire carbonifère. A cela, M. P. Pruvost (4-7) répondait en 1923 que le barrage constitué par les schistes siluro-dévonien s'opposait à toute communication entre le Carbonifère de Marquise et celui du Kent.

A l'époque, on ignorait encore la très grande perméabilité du Bathonien aux eaux souterraines, puisque le sondage d'Amiens n'a été étudié qu'en 1935. En fait, l'alimentation du Bathonien du Kent est peut-être réalisée par les affleurements de Marquise, distants de 65 km environ, mais directement, par le Bathonien calcaire lui-même, sans qu'il soit nécessaire de passer par l'intermédiaire du Calcaire carbonifère ; ce qui n'empêche pas que, dans le Boulonnais comme dans le Kent, le Calcaire carbonifère puisse être alimenté indépendamment par les calcaires bathoniens superposés avec ou sans interposition des sables infraoolithiques. Cette hypothèse n'exclut d'ailleurs pas l'alimentation du Bathonien du

Kent à partir des affleurements de l'Oxfordshire, distants de 185 km environ, de même qu'on admet une alimentation à partir de la région d'Aubenton du réseau bathonien d'Amiens (140 km) et de Péronne (90 km).

Contre l'interprétation de Forster Brown, M. Pruvost avait en outre soulevé une objection : c'était la présence des failles NW-SE qui découpent le Jurassique boulonnais et qui, en principe, devraient faire buter les réservoirs bathoniens contre le Paléozoïque.

Cependant, on ne connaît pas très bien la distribution du Paléozoïque en profondeur ; aussi est-il possible que les caprices d'une circulation sous pression soient capables de franchir de telles barrières. A ce point de vue, les observations récentes (2) sur la structure des grandes failles du Boulonnais, qui doivent être interprétées comme des zones d'effondrement jalonnant des dislocations inclinées du socle, laissent à penser que les communications sont faciles entre les différents compartiments du Jurassique boulonnais. Car qui dit effondrement dit bouleversement des assises, déplacements différentiels, ce qui implique une perméabilité secondaire souvent importante. Les zones faillées, qui s'étendent toujours sur plusieurs dizaines de mètres de largeur, seraient donc au contraire des zones d'interconnexion entre les différentes nappes.

En ce qui concerne les qualités de l'eau du point de vue chimique, on sait qu'elle est douce, chlorurée, carbonatée et sulfatée sodique. Mais cela n'est pas pour nous étonner depuis les études maintenant classiques de M. Waterlot sur la nappe du Calcaire carbonifère (11) et plus récemment sur la nappe de la craie (12).

A Boulogne, la distance aux affleurements est encore assez faible (10 à 15 km.) ; l'eau y est tout à fait acceptable et même digne d'être recherchée pour certains usages industriels, malgré des risques de corrosion en raison de la présence simultanée de chlorure et de sulfate. Nous sommes loin, en effet, des compositions

absolument inadmissibles d'Amiens (6) et de Vermandovillers (3), beaucoup plus éloignées de la zone d'alimentation et où on trouve respectivement 16 gr. et 12 gr. de NaCl.

Dans le Kent, à côté de teneurs extrêmement fortes (1.209,45 grains par gallon = 16.932 mg/litre au sondage de Brady pour une eau dont l'origine n'est pas bien déterminée), on observe des valeurs tout à fait admissibles et comparables à celle d'Outreau. Ainsi, pour ne prendre toujours que NaCl, les analyses reproduites dans le mémoire de Forster Brown (5) donnent les chiffres suivants :

N° 7 - Shakespeare :
556.86 grains/gallon = 7.796 mg/litre

N° 12 - Snowdown :
4.91 grains/gallon = 69 mg/litre

N° 14 - Tilmanstone :
13.57 grains/gallon = 190 mg/litre

Ces variations ont vraisemblablement leur origine dans l'existence à l'intérieur du réseau bathonien de circuits préférentiels qui ont assuré localement le dessalage du réservoir. Je reprends ainsi une suggestion faite précédemment en vue de l'utilisation des eaux profondes (1).

Il semble donc y avoir dans le Bathonien du littoral boulonnais un réservoir intéressant à prospector pour plusieurs raisons :

1° parce que les nappes souterraines du Boulonnais ne sont pas tellement nombreuses ni abondantes ; le réservoir de l'Oolithe d'Hesdin, difficile à exploiter, a été beaucoup trop sollicité ;

2° parce que le Bathonien, surtout dans sa partie moyenne et sous le faciès « calcaires blancs », est généralement fissuré, contient une eau de qualité et peut donner des débits importants susceptibles d'être encore augmentés par acidification ;

3° parce que le territoire du Boulonnais, qui n'est pas tellement étendu, permettrait de vérifier l'hypothèse du lessivage des réservoirs profonds (1) et éventuellement de créer des circuits préférentiels à partir des affleurements.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BONTE A. (1958). — Les eaux profondes du Nord de la France et leur utilisation éventuelle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXVIII, p. 212-227.
- 2) BONTE A., LEROUX B. et ROGIER P. (1959). — Une hypothèse nouvelle sur la structure du cap Gris-Nez. *C.R. Ac. Sc.*, 249, p. 143-144.
- 3) BOUROZ A. (1959). — Observations récentes sur les nappes aquifères albienne et bathonienne en Picardie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXIX, p. 65-70, 1 fig.
- 4) DUTERTRE A.P. (1922). — L'origine des eaux souterraines du Bassin houiller du Kent est-elle boulonnaise? *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, XI.
- 5) FORSTER BROWN E.O. (1922). — Underground waters in the Kent coal field and their incidence in mining development. *Proc. of the Instit. of Civil Engin.*, CCXV, p. 1.
- 6) LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LX, p. 70-99, 3 fig., pl. II.
- 7) PRUVOST P. (1923). — Analyse d'un Mémoire de M. E.O. Forster Brown sur les nappes aquifères du Bassin houiller du Kent. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLVIII, p. 8-17.
- 8) RIGAUX E. (1872). — Notes pour servir à la géologie du Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. de Boulogne-sur-Mer*, séance du 5 novembre.
- 9) RIGAUX E. (1892). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais (1889). *Mém. Soc. Acad. de Boulogne-sur-Mer*, XIV.
- 10) RIGAUX E. (1901). — Notes sur des sondages effectués à Boulogne-sur-Mer et aux environs. *Bull. Soc. Acad. de Boulogne-sur-Mer*, VI, p. 253-262.
- 11) WATERLOT G. (1950). — L'évolution du chimisme des eaux du Calcaire carbonifère de Lille-Roubaix-Tourcoing et régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXX, p. 79-109, 5 fig.
- 12) WATERLOT G. (1958). — Remarques sur les variations du chimisme des eaux profondes de la craie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXVIII, p. 234-243, 1 fig.

Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur
traversé par quelques forages récents

par **J. Polvéche.**

(1 fig.)

SOMMAIRE. — Avant d'aborder l'étude des dépôts crétacés traversés par des forages profonds implantés au S de l'Artois, l'auteur essaie d'établir des corrélations entre les assises définies par les géologues lillois et les subdivisions des micropaléontologistes.

Introduction

Les Houillères ont effectué récemment une importante campagne de prospection au S de l'axe de l'Artois. M. Bouroz, Chef des Services géologiques aux H.B.N.P.C., a bien voulu me communiquer les échantillons des terrains crétacés rencontrés par les forages de recherche entrepris sous sa direction. Quatre de ces sondages ont traversé le Secondaire en carottage continu. J'ai donc eu à ma disposition plusieurs coupes complètes du Crétacé, et ceci dans une zone où l'on ne connaissait jusqu'à présent que des affleurements sporadiques.

L'interprétation de ces coupes est malheureusement délicate car les faciès du Crétacé moyen et supérieur sont très homogènes. Au point de vue lithologique, seules de très légères différences de teinte permettent de reconnaître les grandes subdivisions admises actuellement dans la série crayeuse du Nord de la France. La macrofaune rend assez peu de services car elle est rare et souvent difficilement déterminable. C'est donc à la microfaune et aux microfaciès que l'on doit faire appel pour essayer de disséquer l'épaisse formation crayeuse traversée par les sondages.

La microfaune et les microfaciès de la craie du Nord de la France n'ont pas été étudiés systématiquement depuis les travaux d'ensemble de L. Cayeux (1897). Cet auteur avait pressenti l'intérêt stratigraphique des micro-

faciès, mais ses conclusions trop générales ne peuvent être utilisées pour effectuer une étude détaillée. Peut-on, dans l'état actuel de nos connaissances, et après les progrès accomplis ces dernières années par la micropaléontologie, distinguer à l'aide de ces critères les différentes assises du Crétacé ?

Une note récente de R. Lacassagne (1957, p. 273) sur le Crétacé du Pays de Caux répond à cette question. Elle montre que les subdivisions que l'on peut établir dans la craie en s'appuyant sur une étude microstratigraphique et micropaléontologique poussée sont assez imprécises. R. Lacassagne, malgré un énorme travail, n'a pu distinguer que les séries suivantes :

- *Sénonien supérieur - Coniacien* : craie à Bryozoaires et à foraminifères arénacés.
- *Sénonien inférieur* : craie grossièrement détritique et calcaire dolomitique avec des organismes pélagiques à la partie supérieure.
- *Turonien supérieur* : craie finement détritique à *Globotruncana* primitives, Gumbelines et Globorotalites ; « la limite Turonien supérieur - Sénonien étant difficile à saisir ».
- *Turonien inférieur* : craie à Fissurines, à grosses Globigérines et à Algues filamenteuses.
- *Cénomaniens supérieur* : craie à *Rotalipora turonica*.
- *Cénomaniens inférieur* : craie glauconifère ou argileuse, à quartz élastique, avec *Textulariella cretosa*.

Les travaux de J. Gosselet, Ch. Barrois, P. Pruvost, R. Marlière sur le Crétacé du Nord de la France nous ont habitués à plus de précision. On peut donc penser que la micropaléontologie ne nous apportera pas de résultats aussi détaillés que ceux obtenus par nos prédécesseurs dans des régions où les faciès sont plus tranchés et les macrofaunes plus riches.

L'étude des forages des H.B.N.P.C. à l'aide de la microfaune et des microfaciès semble donc au premier abord assez délicate ; aussi ai-je tenu à établir une échelle micropaléontologique dans des séries déjà étudiées et bien datées. Cette échelle servira de référence lors de l'étude des forages implantés au S de l'Artois. Trois zones montrent dans le Nord de la France une série crétacée bien étudiée : le Boulonnais, l'Ardenne et le Bassin houiller. J'ai choisi comme série type le Crétacé du Bassin houiller car les coupes que l'on connaît dans cette région sont complètes puisque traversées par de nombreux puits, tandis que les séries crétacées du Boulonnais et des Ardennes montrent plus ou moins des lacunes d'observation inhérentes aux affleurements naturels.

Une fois encore, M. Bouroz m'est venu en aide en me confiant l'étude du puits n° 19 de Lens-Liévin qui venait d'être foncé. Ce puits présente l'énorme intérêt de se trouver à proximité immédiate d'une fosse dont la coupe avait été interprétée par J. Gosselet. Je disposais alors pratiquement d'une série modèle ; J. Gosselet me guidait et me faisait bénéficier de sa grande connaissance des faciès du Crétacé du Nord de la France.

Etude du Crétacé du puits n° 19 de Lens-Liévin.

Le puits n° 19 de Lens-Liévin a pour coordonnées Lambert : x : 631,175 ; y : 305,043 ; z : + 73,82 ; il est implanté sur le carreau de la fosse St-Pierre, à une centaine de mètres du puits n° 11.

On trouvera sur figure ci-jointe les résultats de mon étude. J'y ai représenté :

— la série lithologique rencontrée lors du fonçage du puits n° 19 ;

— l'interprétation de J. Gosselet de la coupe du puits n° 11, fosse St-Pierre (J. Gosselet 1904, p. 112). Les légers décalages que l'on peut observer entre la

série lithologique et l'interprétation de J. Gosselet résultent du fait que ces deux coupes ne sont pas prises exactement au même endroit ;

— mon interprétation de la coupe du puits n° 19 basée, comme celle de Gosselet, sur les faciès et sur la macrofaune ;

— l'interprétation de la coupe du puits n° 19 par J. Magné (1) établie à l'aide de la microfaune (2).

LE CÉNOMANIEN.

La limite inférieure :

Le Cénomaniens débute par le niveau conglomératique habituel nommé Tourtia. Ce conglomérat, épais de 4 m et dans lequel on rencontre *Pecten asper*, est discordant sur le socle paléozoïque. Rappelons qu'il contient au Blanc-Nez *A. latidavium* (Ch. Barrois, 1877).

Le contenu :

Le Tourtia passe insensiblement à des marnes grises, sableuses, glauconifères, puis à des marnes vertes sans glauconie. J. Gosselet signale (1904, p. 74) à ce niveau, dans la région de Lens, *P. asper* et *A. mantelli*. Je n'ai recueilli que de mauvais débris de *Pecten*. L'épaisseur de ces couches sans galets atteint 4 m.

La microfaune contenue dans ces dépôts très littoraux est pauvre ; elle est constituée par des Anomalidés et des *Arenobulimina*. Dans des couches présentant des faciès analogues, R. Lacassagne a rencontré, dans le Cénomaniens du Pays de Caux, des faunes de même type : *Valvulinidae* et *Textularidae*.

(1) Je tiens à remercier vivement J. Magné, Géologue-Micropaléontologiste à Esso-Rep, qui a bien voulu étudier la microfaune du Crétacé du Nord de la France. Sa collaboration à mes travaux, qui date déjà de près de 8 ans, m'a été, cette fois encore, non seulement précieuse mais indispensable.

(2) J. Magné développera ses observations au cours d'une note ultérieure.

La craie grise, marneuse, faciès classique du Cénomani en dans la partie occidentale du Bassin houiller, apparaît à 8 m au-dessus du Primaire. A la fosse n° 19, elle est visible de — 78 à — 56, soit sur une hauteur de 22 m. On peut recueillir dans ce niveau de nombreux débris d'*A. rotomagense*. Dans les autres fosses et dans le Boulonnais, on y signale : *A. mantelli*, *Schloenbachia varians*, *Turrilites costatus* ainsi que *Holaster subglobosus* et *Inoceramus crippsi*. Cette craie doit se placer dans l'assise à *Holaster subglobosus* de Ch. Barrois.

Dès l'apparition du premier niveau calcaire, les faunes arénaécées font place aux *Rotalipora* qui vont pulluler durant tout le Cénomani en supérieur. L'évolution de la faune paraît liée ici exclusivement à l'évolution du milieu, la craie représentant un faciès moins littoral, plus pélagique que les marnes sous-jacentes. Cette microfaune est connue dans tous les dépôts crayeux cénomaniens du Bassin parisien, dans le Pays de Caux par exemple, et même en Afrique du Nord (J. Sigal, 1952).

La limite supérieure du Cénomani en :

A — 56, la craie marneuse du Cénomani en est surmontée brusquement par les dièves vertes des mineurs. La coupure lithologique est très nette. J. Gosselet place là la limite supérieure du Cénomani en ; aussi fait-il débiter le Turonien dès l'apparition des dièves. Pourtant, de — 56 à — 46, soit sur 10 m, les dièves contiennent à la fosse n° 19 de nombreuses *Anomia papyracea*. Or, à l'E du bassin houiller, la partie supérieure du Cénomani en est à l'état de diève et contient de nombreux exemplaires de ce fossile auquel est associé *Inoceramus crippsi* var. *reachensis* (R. Dehée, 1927 ; R. Marlière, 1939). A l'W, dans le Boulonnais, *A. Papyracea* est connue au sommet du Cénomani en. Par ailleurs, ce fossile n'a jamais été rencontré avec des formes turoiennes. On peut donc penser, avec tous les auteurs précédents (J. Gosselet, Ch. Barrois, P. Pruvost, R.

Marlière, R. Dehée) qu'*Anomia papyracea* est un fossile caractéristique du Cénomanién et plus particulièrement du Cénomanién supérieur. Les 10 m de dièves de la fosse n° 19 peuvent donc être placées dans le Cénomanién. La coupure lithologique diève-calcaire se trouverait à l'intérieur du Cénomanién. La signification de ce changement de régime sédimentaire peut être facilement trouvée à l'aide du tableau de R. Marlière (1939, p. 355) ; cette coupure lithologique pourrait correspondre au Tourtia de Mons qui sépare l'Assise de St-Aybert de celle de Bernissart. En effet, au-dessus du Tourtia de Mons, le Cénomanién est à l'état de diève à la fosse St-Aybert (Dehée, 1927) et à Douchy, tandis qu'au-dessous il est plus erayeux. A l'E, à Marles, P. Pruvost et R. Souka (1913) ont montré que le Cénomanién supérieur était, comme dans le Boulonnais, essentiellement calcaire.

Que nous apporte l'étude de la microfaune de ce niveau ? De — 56 à — 47, ce qui correspond à 1 m près à la zone des dièves à *Anomia papyracea*, la microfaune présente un cachet tout à fait caractéristique; elle diffère nettement et de l'association inférieure à *Rotalipora* et des formes contenues dans les niveaux sus-jacents. Cette zone, où dominent les Globigérines et des Gumbelines, est caractéristique, pour les micropaléontologistes, du Turonien inférieur. D'autres auteurs ont signalé l'existence de ce niveau dans le Crétacé, J. Sigal (1955, p. 156) en Afrique du Nord et R. Lacassagne dans le Pays de Caux. Il ne peut donc s'agir là de variations faunistiques locales liées au milieu. Cette évolution de la faune est d'ordre chronologique. Une coupure stratigraphique doit être placée dès l'apparition de cette association.

Les arguments micropaléontologiques s'ajoutent donc aux arguments d'ordre lithologique pour nous inciter à distinguer cette zone de la craie cénomaniénne. Celle-ci pourrait, peut-être, correspondre à l'Assise de St-Aybert et à la « *subglobosus zone* » de Cambridge. Cependant,

la macrofaune que contient ces couches ne permet pas de rattacher ces dernières au Turonien inférieur comme le proposent les micropaléontologistes. Que conclure ? Faut-il pour dater ce niveau se baser sur la macrofaune ou sur la microfaune ? Avant de résoudre ce problème, il faudrait connaître la microfaune de l'assise de St-Aybert et surtout celle de la zone à *A. Plenus* que Ch. Barrois place à la limite supérieure du Céno-manien. Il faudrait aussi connaître la microfaune du Turonien dans la zone où cet étage a été défini, c'est-à-dire en Touraine. Attendons avant de conclure que toutes ces recherches aient abouti.

LE TURONIEN INFÉRIEUR (Zone à *Inoceramus labiatus*).

Le contenu :

Le Turonien inférieur est constitué dans le Bassin houiller par des dièves vertes (« les verts ») à *Inoceramus labiatus*. J. Gosselet attribue à cette assise une épaisseur de 31 m. Pour ma part, je place dans le Turonien inférieur les marnes comprises entre — 46 et — 28. Celles-ci contiennent pratiquement sur toute cette hauteur, soit 18 m, le fossile « caractéristique » : *I. labiatus*. Dans le Boulonnais, la zone à *I. labiatus* est à l'état de craie noduleuse à *M. nodosoides*, *N. peramplus*, *N. lewesiensis*, *Metoicoceras pontieri* et *Plesiovascoceras* sp. (1).

La microfaune de cette assise offre un cachet bien particulier car, au-dessus de la zone à Globigérines qui caractérise le niveau à *A. papyracea*, apparaissent les premières *Globotruncana helvetica* associées à diverses espèces monocarénées. J. Magné attribue au Turonien moyen et supérieur les couches dans lesquelles on rencontre cette association. Rappelons que R. Lacassagne a, lui aussi, rencontré ces formes dans le Pays de Caux. J.P. Destombes et J. Sornay, s'appuyant probablement

(1) J.P. Destombes et J. Sornay (1958, p. 258).

sur les travaux des micropaléontologistes, placent les couches à *I. labiatus* du Boulonnais dans le Turonien moyen.

Nous constatons qu'il existe une fois encore un net décalage entre les subdivisions « classiques » et celles des micropaléontologistes.

La limite supérieure :

En s'élevant dans la série, le Turonien inférieur devient de plus en plus calcaire et passe insensiblement aux marnes et calcaires marneux du Turonien moyen. Il y a passage progressif des « verts » (à *I. labiatus*) aux « bleus » du Turonien moyen. J. Gosselet écrit à ce sujet : « la limite des bleus et des dièves (verts) est bien difficile à établir quand on ne trouve pas de fossile, ce qui est le cas le plus fréquent, il ne faut donc pas attacher une très grande importance à la limite de ces deux assises ». Généralement, en l'absence de macrofaune, on place le début du Turonien moyen dès l'apparition des marnes crayeuses. C'est ce qu'a fait Gosselet quand il a étudié la fosse St-Pierre. Pour ma part, j'ai placé la limite supérieure du Turonien inférieur dès l'apparition de *Terebratulina rigida*, soit à — 28, c'est-à-dire 2 m au-dessous de la limite de J. Gosselet.

J. Magné voit une limite nette à — 22 ; là, en effet, *Globotruncana helvetica* disparaît et les espèces monocarénées font place à des formes bicarénées plus évoluées et à des Globorotalites. Cette nouvelle association serait caractéristique du Turonien supérieur. Donc, les micropaléontologistes placent dans le Turonien supérieur les séries que l'on attribue généralement au Turonien moyen.

LE TURONIEN MOYEN (Zone à *Inoceramus bronngiarti*).

Le Turonien moyen est constitué par une alternance de marne et de craie plus ou moins marneuse, généralement de teinte verdâtre ou bleutée. On recueille, assez fréquemment dans cette assise, *Terebratulina rigida*. Cette

forme est abondante dans les niveaux marneux et plus rare dans les bancs calcaires (fosse 2 bis de Marles). On recueille aussi assez fréquemment *Inoceramus brongniarti*.

Si l'on admet que *T. rigida* est un « bon » fossile, on peut placer le Turonien moyen à partir de — 28. Si l'on se réfère à la microfaune, cette assise débiterait à — 22 ; son épaisseur serait alors de 36,5 m. Rappelons que J. Magné a recueilli dans ce niveau une microfaune différente de celle contenue dans la zone à *Inoceramus labiatus*.

LE TURONIEN SUPÉRIEUR (Zone à *Micraster leskei*).

Le Turonien moyen marno-calcaire passe vers le haut à une craie grise, plus ou moins marneuse, contenant de petits délits d'argile verte (Briquet, 1919). J'ai placé la limite inférieure du Turonien supérieur au premier délit d'argile verte, sous le premier banc de craie grise. A 1,50 m près, J. Gosselet place sa limite au même endroit.

On ne rencontre jamais dans ces couches *T. rigida*, le fossile caractéristique est *Micraster leskei* qui a donné son nom à cette assise ; on y rencontre aussi *Holaster planus*. L'épaisseur de la craie grise atteint ici 6 m.

On signale dans le Nord de la France à ce niveau, qui représenterait la craie de Vervins ou la craie de Rethel : *N. peremplus*, *Scaphites geinitzi*, *Prionocyclus neptuni*, *Epiaster brevis*.

Quant à la microfaune, elle ne semble, dans l'état actuel des travaux de J. Magné, d'aucun secours pour délimiter nettement ce que nous appelons le Turonien supérieur. La faune évolue là lentement vers les associations caractéristiques du Coniacien.

Cette assise nommée « les gris » par les mineurs se termine par un banc de craie durcie ou meule, épais de 40 cm, qui témoigne d'un arrêt dans la sédimentation.

LE SÉNONIEN INFÉRIEUR (Assise à *Micraster cor testudinarium*).

La limite inférieure du Sénonien est très nette grâce au banc de meule. Celui-ci est surmonté par 2 m de craie blanche contenant des nodules de meule remaniée ; cette craie passe sans solution de continuité à la craie franche. Contrairement à l'opinion de J. Gosselet, qui place la craie contenant des nodules dans le Turonien supérieur, j'ai admis que ce dernier niveau appartenait au Sénonien, la discontinuité stratigraphique se trouvant incontestablement sur la meule.

Les 50 m de craie sus-jacente appartiennent au Sénonien. Je n'ai pu, avec J. Magné, qu'étudier la base de ce niveau. Dès + 16, la microfaune est franchement coniacienne avec : *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana coronata*.

Conclusion

L'étude d'une série crayeuse en tenant compte des faciès, de la macrofaune et de la microfaune m'a permis d'effectuer quelques remarques d'ordre général.

Dès à présent, notons que la microfaune nous apporte d'utiles indications. Elle permet de distinguer le Céno-manien ainsi que plusieurs zones distinctes dans les formations crétacées sus-jacentes. Notons qu'il existe de nettes différences entre les interprétations d'une même coupe établies soit à l'aide de la macrofaune et des critères lithologiques, soit à l'aide de la microfaune. On ne peut donc comparer entre elles sans prendre de précaution des coupes dressées en utilisant des méthodes d'étude différentes.

Il est avant tout nécessaire d'établir une échelle micropaléontologique dans des séries parfaitement datées et bien connues. L'exemple ci-dessus montre que seule cette méthode permettra d'utiliser les renseignements complémentaires que fournit l'étude des foraminifères

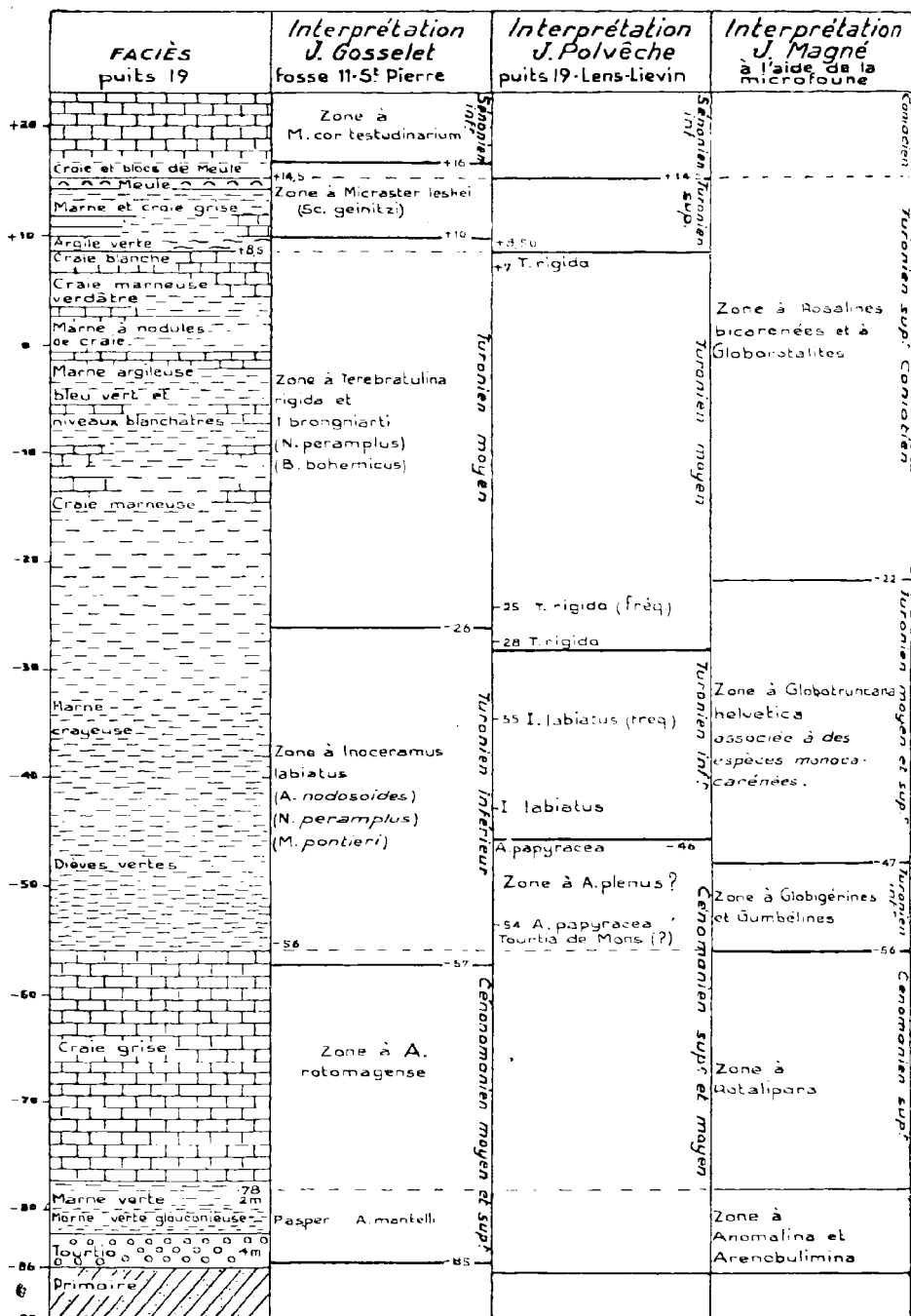


FIG. 1. — La série stratigraphique traversée par le puits
n° 19. — Interprétations
IRIS - LILLIAD - Université Lille 1

et des microfaciès. On pourra alors intégrer ces résultats aux faits précédemment établis. Avant d'aborder l'étude du Crétacé traversé par les forages récents, un tel travail était nécessaire ; sans cette précaution (qui n'a pas toujours été prise), anciens auteurs et micropaléontologistes ne parleraient pas le même langage, ce qui amènerait de nombreuses sources d'erreurs.

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'étude micropaléontologique du Crétacé du Nord de la France doit être *menée de pair* avec l'étude lithologique et faunistique habituelle car ces études se complètent, de nombreux exemples le prouvent.

Il ne m'apparaît pas encore possible de choisir entre les subdivisions des micropaléontologistes, qui s'appuient certainement sur des faits stratigraphiques de valeur, et celles plus « classiques » de nos prédécesseurs, basées sur des espèces pouvant, avec plus ou moins de bonheur, représenter des fossiles de zone. Voici donc les subdivisions que je propose, elles ont le mérite de préciser clairement les niveaux des différentes zones définies jusqu'à présent dans le Crétacé moyen et supérieur du Nord de la France :

Sénonien inf. { g) Zone à *Micraster cor testudinarium*,
 gl. angusticarinata et *coronata* =
 Coniacien.

- - - Meule - - -

Turonien { f) Zone à *Micraster leskei* (Gris) (Craie
 de Vervins, de Reithel).
 e) Zone à *T. rigida*, *I. bronngiarti* (dé-
 but des formes bicarénées) (Bleus).
 d) Zone à *I. labiatus* et à *Globotruncana*
 helvetica (Verts).

(1) La zone à *A. plenus* n'a pas été reconnue dans le puits n° 19.

- c) Zone à *A. papyracea* ⁽¹⁾ et à grosses Globigérines (Assise de St-Aybert).
- - - Tourtia de Mons - - -
- Cénomaniens { a) Zone à *A. laticlavus* et à microfaune arénacée (Tourtia du Pas-de-Calais).
b) Zone à *H. subglobosus* et à *Rotali-pora* (Assise de Bernissart).

OUVRAGES CITES

- BARROIS Ch. (1877). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. V.
- BRIQUET A. (1919). — Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIV.
- CAYEUX L. (1897). — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IV, n° 2.
- DEHÉE R. (1927). — Coupe géologique à la Fosse Saint-Aybert des Mines de Thivencelles. Observations sur le Crétacé de la région de Valenciennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LII.
- DESTOMBES J.P. et SORNAY J. (1958). — Sur un *Vascoceras* du Turonien du Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVIII.
- GOSSELET J. (1904). — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. *Etude des Gîtes minéraux de la France*, fasc. 1, région de Douai. Paris, Impr. nationale.
- LACASSAGNE R. (1957). — Caractères microstratigraphiques du Crétacé supérieur Pays de Caux. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 13.
- MARLIÈRE R. (1939). — La transgression albienne et cénomaniennne dans le Hainaut. Thèse, Lille.
- PRUVOST P. et SOUKA R. (1913). — Coupe géologique de la fosse n° 2 bis des Mines de Marles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLII.
- SIGAL J. (1952). — Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *XIV^e Congr. géol. intern. Alger*. Monogr. région., 1^{re} série, n° 26.
- SIGAL J. (1955). — Notes micropaléontologiques nord-africaines. Du Cénomaniens au Santonien : zones et limites en faciès pélagique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 8.

Une nouvelle variété de *Lævigatisporites glabratus*
(Zerndt), Potonié et Kremp, sensu Dijkstra
par J. Danzé et A. Le Merrer.

(Pl. XIV)

Au cours de l'examen systématique des spores provenant du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, l'un de nous (J. D.) a constaté qu'un des types recueillis ressemblait beaucoup à *Lævigatisporites glabratus* mais qu'il présentait toutefois des particularités bien nettes. Cette remarque a été renforcée par la découverte de nombreux autres spécimens homologues provenant d'une zone de terrain houiller faisant l'objet d'une étude spéciale (A. Le Merrer).

Avant de comparer ce type à l'espèce *L. glabratus*, il convient de donner les caractères de cette dernière espèce.

A) Etude de *Lævigatisporites glabratus*.

I. - DIAGNOSE (d'après S.J. Dijkstra).

« Mégaspore lisse et brillante, sans ornementation, de 0,4 à 2 mm. de diamètre, avec une exospore épaisse, aplatie soit perpendiculairement soit obliquement par rapport à l'équateur. Ce type de spores se présente sous deux formes, l'une correspondant à des individus non mûrs et l'autre à des adultes. La première est plus petite, avec une paroi le plus souvent très épaisse et un aspect plus compact, la marque en « Y » et les crêtes arquées sont nettement visibles. La deuxième est plus grande et, surtout, elle est caractérisée par sa fente de déhiscence triradiaire ; les crêtes arquées sont souvent très difficiles à observer. Il y a, naturellement, tous les termes de passage entre les deux formes extrêmes ».

II. - HISTORIQUE.

Lævigatisporites glabratus possède une particularité assez exceptionnelle parmi les mégaspores : elle présente

en effet des dimensions extrêmement variables puisque son diamètre peut aller d'environ 0,3 mm à 3 mm. Un tel rapport entre les tailles extrêmes à l'intérieur d'une même espèce a obligatoirement provoqué, à l'origine, des confusions qui se traduisent par une dualité de l'étude historique, les différents auteurs ayant, la plupart du temps, séparé l'aspect exigü et la forme large de l'espèce.

En ce qui concerne l'histoire de ce type, on sait que, dès 1865, Dawson (2) créa un genre : *Sporangites glabra* destiné à un sporomorphe provenant du Carbonifère de Nouvelle Ecosse. Malheureusement, le manque de précision dans la description de cet échantillon, de même que la taille étonnamment grande de son diamètre, amènent aujourd'hui à douter de la nature exacte de cet organe.

Par la suite, et à plusieurs reprises, Kidston (4, 5) publia des observations concernant des spores carbonifères pratiquement identiques à *Laevigatisporites glabratus* mais il ne donna pas de nom à ces types et il les appela simplement *Triletes I* et *Tr. II*. Il s'agissait donc alors de la première division subie par cette espèce, division qui coïncidait d'ailleurs avec sa véritable décoloration.

Plus tard, en 1930, le paléobotaniste polonais Zerndt (10), réunit les deux types proposés par Kidston. Zerndt pensait, en effet, qu'il s'agissait là d'une seule et même espèce. Cependant, cela ne l'empêcha pas de créer un type nouveau qu'il nomma *Triletes glabratus* et qui présentait de nombreux points communs avec les *Triletes I et II* de Kidston. Ce changement de position de la barrière séparant les formes de *Laevigatisporites glabratus* n'allait pas se prolonger.

En 1934, Wieher (9) contredit Zerndt et rétablit les divisions *Triletes I* et *Triletes II* telles qu'elles avaient été proposées par Kidston. Mais, en plus, il fit entrer ces divisions (non valables botaniquement puisque n'ayant pas de nom d'espèce) dans des types plus récents : *Triletes I* fut réuni à *Sporites primus* Kidston et *Triletes*

II à *Sporites glabratus* Zerndt. Dans ces conditions, le terme « glabratus » n'était plus qu'un « nouveau nom ». En plus, Wieher faisait tomber *Sporonites reinschi* Ibrahim en synonymie avec le premier type (*Sporites primus* Kidston = *Triletes I* Kidston), et il réunissait au deuxième type (*Sporites glabratus* Zerndt = *Triletes II* Kidston) le *Sporonites Kidstoni* Loose. Dès lors, les deux sections semblaient bien caractérisées puisque, en outre de la différence des dimensions, on avait dans chaque cas déjà réussi à établir des synonymies et des rapports.

Mais, en 1936, Bochenski (1) étudiant des strobiles de Sigillaires constata, à l'intérieur d'un même cône, la présence simultanée des formes jusqu'alors respectivement appelées *Triletes primus* et *Tr. glabratus*. La conclusion évidente était qu'il s'agissait là en réalité d'un seul et même type de mégaspores. Or, on vient de le voir, ce type de mégaspores a reçu un nom d'espèce pour la première fois en 1930 par Zerndt ; ce nom (*glabratus*) a donc priorité sur tous les autres, à la suite de son ancienneté et la totalité des types créés ultérieurement pour désigner une partie ou l'ensemble des formes contenues dans cette espèce doit tomber en synonymie avec lui.

Cependant, Potonié et Kremp (7) ont repris le principe des divisions qui avait été précédemment envisagé pour ce type de mégaspore. Ils en distribuent les multiples aspects entre :

- Laevigatisporites glabratus* Zerndt,
- Laevigatisporites primus* Wieher (non Kidston).
- Laevigatisporites reinschi* Ibrahim.

Dans cette interprétation, *Laevigatisporites glabratus* ne désigne que les formes de petite taille qui montrent des crêtes arquées et une arête triradiaire nettes et en relief ; *L. primus* est une spore plus grande où l'arête triradiaire s'efface et où les crêtes arquées sont moins visibles. Enfin, *Laevigatisporites reinschi*, la plus grande,

n'a plus de crêtes arquées ni d'arête triradiaire, elle montre seulement une fente de déhiscence triradiaire, à ras de la surface de la spore.

Dijkstra (3), comme Piérart (6), considère qu'il ne s'agit là que d'une suite de transformations morphologiques dues à la maturation de la spore : *Laevigatisporites glabratus* correspond à l'état jeune, *L. primus* à un stade légèrement plus avancé. *Laevigatisporites reinschi* représente la spore mûre. Les différences d'ornementation s'expliqueraient par le fait que, seules, les zones équatoriale et distale se développeraient, en distandant le secteur apical qui perdrait ses reliefs, en même temps que la longueur des fentes de déhiscence resterait sensiblement égale à elle-même.

Cette évolution dans l'aspect et la taille nous semble parfaitement logique et nous nous y rangerons.

B) Etude de la forme voisine de *Laevigatisporites glabratus*.

Tous les palynologistes spécialistes des mégaspores se sont, jusqu'à présent, accordés pour décrire *Laevigatisporites glabratus* sous la forme d'une spore à surface lisse et régulière, non plissée. Aucune figuration, même celle de Sahabi (8) qui concerne cependant des mégaspores provenant du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, n'a montré chez *L. glabratus* des échantillons plissés et, encore moins, possédant une paroi formant de véritables bourrelets. Or, des charbons situés dans l'assise de Bruay (Westphalien C) et provenant des fosses 4 et 6 du Groupe de Bruay, de la fosse 2 du Groupe d'Auchel et de la fosse 7 du Groupe de Béthune (Nœux) ont permis de recueillir de nombreux spécimens de mégaspores très voisines de *Laevigatisporites glabratus* mais présentant un aspect nettement inhabituel puisqu'ils possèdent une paroi plus ou moins fortement plissée, en bourrelets larges et souples.

I. - DESCRIPTION

La planche XIV montre, avec les fig. 1 à 5, des échantillons de la spore anormale ; la figure 6 représente un spécimen de *Laevigatisporites glabratus* typique.

On remarque tout d'abord une différence de forme entre les spores plissées et le spécimen classique. Les premières sont ovales, plus ou moins allongées, à ellipsoïdiques, la deuxième est presque parfaitement circulaire. Il ne s'agit là que du résultat du plissement de la paroi qui diminue obligatoirement la surface observable.

Les plis ont une épaisseur variable : sur la fig. 4, Pl. XIV, on en observe un qui est particulièrement large et forme un bourrelet, sur la fig. 5, par contre, ces plis sont nettement plus minces. D'autre part, ils sont en nombre variable : un seul sur la spore figurée en 4, deux sur celle figurée en 1, trois plis sont visibles sur l'échantillon représenté fig. 3 et, enfin, il y en a quatre sur la spore de la fig. 5. Au premier abord, les plis ne semblent pas posséder de direction privilégiée, mais si l'on observe de près les différentes spores appartenant à ce type, on peut faire trois constatations :

- a) dans la grande majorité des cas, ces spores sont aplaties dans le sens proximal-distal (à la façon de *L. glabratus* typique) ;
- b) l'axe des plis est perpendiculaire à l'axe proximal-distal et, par conséquent, ceux-ci sont tangentiels par rapport au contour de la spore dans son état fossile ;
- c) les plis sont déversés indifféremment vers l'extérieur ou l'intérieur de la spore ; ils peuvent même recouvrir partiellement la fente de déhiscence (fig. 4, Pl. XIV).

Cet ensemble de remarques amène donc à supposer que les plis se sont formés après le dépôt de la spore.

A part la présence de plis, les spores figurées de 1 à 5, Pl. XIV ne montrent aucun caractère spécial. Elles ne portent aucune ornementation, la crête triradiaire ne possède pas de relief, sauf sur la spore de la fig. 2 où elle n'est cependant que peu apparente. Les crêtes arquées sont absolument invisibles sauf, encore une fois, sur la spore figurée en 2, Pl. XIV.

II. - POSITION SYSTÉMATIQUE

L'absence totale d'ornementation conduit à ranger ces mégaspores plissées dans l'Infraturma des *Laevigati* et la forme générale plus ou moins arrondie, mais jamais triangulaire, ne peut concerner que *Laevigatisporites* et, en aucun cas, *Nemejcisporites*. D'autre part, ces spores présentent, en fait, toutes les caractéristiques de *Laevigatisporites glabratus* (*) et elles n'en sont séparées que par une seule particularité : l'existence de gros plis formés par la paroi. Ceci est nettement insuffisant pour pouvoir provoquer la création d'une nouvelle espèce, d'autant plus que, partageant l'opinion de Dijkstra et Piérart au sujet du polymorphisme de *Laevigatisporites glabratus*, nous pensons préférable de préserver l'unité de ce type. Néanmoins, la présence de plis de la paroi n'a jamais été signalée chez cette espèce et nous avons cependant recueilli de nombreux échantillons possédant ce caractère. Par conséquent, afin de souligner la nouveauté et l'importance de cette variation, nous proposons de créer une variété de *L. glabratus*. Cette variété serait appelée *L. glabratus* var. *mollis* nov. var. afin de traduire la souplesse de la paroi qui a permis la formation des plis.

(*) On remarque en effet ici les mêmes différences d'ornementation dues à l'âge, que celles observées chez *L. glabratus* : la spore de la fig. 2, Pl. XIV, qui est un élément jeune, possède des crêtes arquées et une arête triradiaire encore bien visibles, mais ces différents caractères ont disparu chez les individus plus âgés qui sont représentés par les grandes mégaspores des fig. 1, 3, 4 et 5.

III. - INTERPRÉTATION

Il reste encore toutefois un problème à résoudre : quelle est l'origine d'une telle variété ? Nous avons déjà dit plus haut qu'il semblait bien que les plis se soient formés après la chute des spores dans la lagune houillère. Par conséquent, le caractère fondamental de cette variété ne consiste pas dans la présence de plis mais dans la souplesse ou la finesse de la paroi qui a donné à cette dernière la possibilité de se plisser. Dans ces conditions, la création de la variété « mollis » est parfaitement justifiée puisqu'elle est basée non pas sur un argument morphologique mais sur un critère biologique. On sait en effet que chez *Laevigatisporites glabratus* typique la paroi est épaisse et rigide et que, sous une faible contrainte, elle casse mais ne plie pas. C'est d'ailleurs ce que l'on peut constater sur le spécimen de *L. glabratus* figuré en 6, Pl. XIV, et où la rigidité de la paroi est démontrée par l'allure rectiligne de la cassure. Par conséquent, la différence entre les deux types est bien établie.

Dans ces conditions, et comme *L. glabratus* typique et *L. glabratus* var. *mollis* sont trouvés simultanément dans les mêmes veines, on ne peut supposer que le deuxième dérive du premier à la suite de variations dans les données écologiques ou même dans la salinité de la lagune (ces différentes causes auraient eu pour effet de ramollir la paroi de la spore et de la rendre susceptible de se plisser). On est donc amené à penser qu'il s'agissait d'organes provenant de deux végétaux très voisins, peut-être de deux espèces appartenant au même genre. Si l'on considère cette hypothèse du point de vue purement botanique, elle pourrait, à la rigueur, justifier la création d'une nouvelle espèce ; mais, en palynologie, étant donné que la classification utilisée est uniquement morphographique, seuls les caractères extérieurs ont de l'importance et, par conséquent, on n'a pas ici matière à proposer autre chose qu'une variété.

C) Conclusions.

Il ne reste plus maintenant qu'à donner la diagnose de : *Laevigatisporites glabratus* (J. Zerndt) R. Potonié et G. Kremp (*sensu* S.J. Dijkstra) var. *mollis* nov. var.

« Mégaspore d'assez grande taille, variant entre 0,3 et 2,5 mm, avec une surface lisse, brillante, formant de gros plis irréguliers à la suite de la souplesse (ou de la finesse) de la paroi. Crêtes arquées et arête triradiaire visibles seulement sur les individus jeunes, s'effaçant complètement chez les spores mûres où, seule, subsiste la fente triradiaire de déhiscence. Aucune ornementation autre que les plis ».

Connue actuellement uniquement dans le Bassin houiller du Nord de la France (H.B.N.P.C.) et dans l'assise de Bruay (Westphalien C).

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) BOCHENSKI T. (1936). — Uber Sporophyllstände (Blüten) einiger Lepidophyten aus dem produktiven Karbon Polens. *Jahrb. Poln. geol. Ges.*, Bd XII.
- 2) DAWSON J.W. (1865). — On the conditions of deposition of coal, more especially as illustrated by the coal formations of Nova Scotia and New Brunswick. *Q. J. G. S.*, Londres, vol. XXII.
- 3) DIJKSTRA S.J. (1946). — Eine monographische Bearbeitung der karbonischen Megasporen. *Meded. geol. Stichting*, Serie C, III-I, n° 1.
- 4) KIDSTON R. (1886). — On the occurrence of spores in the carboniferous formation of Scotland. *Proc. Roy. Phys. Soc. Edinb.*, vol. IX.
- 5) KIDSTON R. (1890). — On the flora of the Staffordshire coalfields, part II. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. XXXV.
- 6) PIÉRART P. (1958). — Palynologie et stratigraphie de la zone de Neuroetères (Westphalien C supérieur). *Ass. Et. Pal. Strat. houillères*, Publication n° 30.
- 7) POTONIÉ R. et KREMP G. (1955). — Die *Sporae dispersae* des Ruhrkarbons. *Palaeontographica*, Bd 98, 99 et 100, Abt. B.
- 8) SAHABI Y. (1936). — Recherches sur les spores des houilles françaises. Thèse d'Université, Lille.
- 9) WICHER C.A. (1934). — Sporenformen der Flammkohle des Ruhrgebietes. *Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrog. d. Brennst. u. Bergbau*, Bd IV.

- 10) ZERNDT J. (1930). — Megasporen aus einem Flöz in Libiaz (Stephanien). *Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et des Lettr.*, Serie B.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV

- 1-5. *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis* nov. var.

6. *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, forme typique.

- FIG. 1. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis* nov. var.

Grande mégaspore montrant deux larges plis parfaitement nets. Cette face proximale a en outre une fente de déhiscence déjà ouverte.

Origine : Groupe de Béthune (Nœux), Fosse 7, veine Jeanne d'Arc, sillon médian.

Assise : Bruay, base du faisceau d'Ernestine.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille, section Palynologie, analyse n° 166 B 1.

- FIG. 2. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis*, nov. var.

Petite mégaspore, encore jeune, possédant un gros bourrelet latéral. Les crêtes arquées et l'arête triradiaire sont ici encore en relief.

Origine : Groupe de Béthune (Nœux), Fosse 7, veine Jeanne d'Arc, sillon inférieur.

Assise : Bruay, base du faisceau d'Ernestine.

Collection : Lab. Paléobot. Fac. Sci. Lille, sect. Palyn., analyse 165 B 1.

- FIG. 3. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis*, nov. var.

Grande mégaspore de contour caractéristiquement ovale avec trois plus de longueurs différentes.

Origine : Groupe de Bruay, Fosse 6, bowette descendante n° 725, étage 706, veine n° 5.

Assise : Bruay, sommet du faisceau d'Ernestine.

Collection : Lab. Paléobot. Fac. Sci. Lille, sect. Palyn., analyse n° 14 B 2.

- FIG. 4. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis* nov. var.

Face proximale d'une grande mégaspore. La fente de déhiscence est entr'ouverte et une de ses branches est partiellement recouverte par un très gros bourrelet. On remarque également une cassure très irrégulière.

Origine : Groupe de Béthune (Nœux), Fosse 7, veine Jeanne d'Arc, sillon médian.

Assise : Bruay, base du faisceau d'Ernestine.

Collection : Lab. Paléobot. Fac. Sci. Lille, Section Palyn., analyse n° 166 B 1.

FIG. 5. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, variété *mollis* nov. var.

La face proximale de cette mégaspore montre quatre plis, très nets, mais relativement plus fins que ceux observés sur les figures précédentes.

Origine : Groupe de Bruay, Fosse 6, bowette descendante n° 707, étage 706, veine n° 16 à 230 m.

Assise : Bruay, base du faisceau d'Ernestine.

Collection : Lab. Paléobot. Fac. Sci. Lille, Section Palyn., analyse n° 33 B 2.

FIG. 6. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, forme typique.

Grande mégaspore au contour caractéristiquement arrondi et montrant une fissure rectiligne qui confirme donc la rigidité de la paroi.

Origine : Groupe de Bruay, Fosse 6, bowette Nord, étage 706, veine n° 18 à 1.163 m.

Assise : Bruay, sommet du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Lab. Paléobot. Fac. Sci. Lille, section Palyn., analyse n° 23 B 1.

Remarques :

- 1° Toutes les photographies figurées sur cette planche sont effectuées au grossissement $\times 50$.
- 2° Les clichés ont été pris au Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille, par M. A. Leblanc.

Les Haramyidæ, mammifères du Rhétien d'Europe
par **Madeleine Friant** (1)

(4 fig.)

SOMMAIRE. — Une importante étude du Professeur B. Peyer (1956) sur les dents des Tétrapodes du gisement rhétien de Hallau, en Suisse (Canton de Schaffouse), pose, à nouveau, la question des plus anciens Mammifères. Que savons-nous, en particulier, du *Microlestes*, rencontré dans le Rhétien (Trias supérieur) d'Angleterre (Somerset), d'Allemagne (Württemberg) et de Suisse ?

Pour la clarté de l'exposé, il convient de dire, tout d'abord, que le *Microlestes* de R. Owen (1871) a changé de nom plusieurs fois. On a trouvé que cette dénomination s'appliquait déjà à un Coléoptère. F. Poche, en 1908,

(1) Ecole d'Anthropologie de P. Broca, 95, Boulevard Saint-Michel, Paris V°.

a proposé « *Thomasia* » pour la remplacer. Mais. G.G. Simpson (1928) a divisé les *Microlestidae* en deux genres : l'un d'eux est *Thomasia* (*Th. antiquus* Plien. et *Th. anglica* Simpson), les autres formes rentrant sous le vocable de *Microcleptes*. Or, *Microcleptes* s'applique déjà à un autre animal... En 1947, G.G. Simpson l'a remplacé par « *Haramyia* ». Dans ce genre, il distingue: *H. Moorei* (Owen) et *H. fissuræ* (Simpson). L'original d'un autre genre de *Microlestidae* et d'une autre espèce représenté par *Hypsiprymnopsis rhaeticus* Dawkins a été perdu ; les descriptions sont insuffisantes pour que cette forme soit connue.

Nous adopterons donc le nom d'*Haramyidae* pour désigner les petits Mammifères du Rhétien, encore très énigmatiques, représentés par leurs dents, uniquement. Sur ces dents, les auteurs ont créé des genres et des espèces dont les incertitudes sont, on le conçoit, notoires (B. Peyer).

I. — LES DENTS D'HARAMYIA D'HOLWELL

(Angleterre)

[*Haramyia Moorei* (Owen)]

L'*Haramyia Moorei* (Owen) est connue par des dents assez nombreuses :

1) les uncs (25 environ), récoltées au siècle dernier, par Ch. Moore, à Holwell (Somersetshire), dans les dépôts marneux du Rhétien inférieur qui remplissent les fissures du calcaire carbonifère, furent décrites par R. Owen (1871) ;

2) les autres, au nombre de 20, trouvées dans les mêmes gisements par W. Kühne, en 1939, furent décrites par F.R. Parrington (1947).

Ces dernières années, les fouilles ont été poursuivies à Holwell par W.G. Kühne, puis par P.L. Robinson.

J'ai étudié une grande partie des pièces de R. Owen, au British Museum Natural History, et celles de F.R. Parrington, à l'Université de Cambridge.

Avec les dents d'*Haramyia*, se trouvaient des restes de Reptiles et de Poissons, ces derniers marquant la proximité d'un rivage, sans doute lagunaire.

Une INCISIVE a certainement été figurée par F.R. Parrington (1947, p. 721, fig. 8 A) : c'est une petite dent très comprimée, asymétrique, courbée du côté buccal ; la longueur de sa couronne est de 1 mm 5.

Les CANINES, légèrement en crochet, sont fortes, asymétriques, déprimées sur leur face interne (R. Owen, 1871, Pl. I).

Les PRÉMOLAIRES ANTÉRIEURES présentent trois cuspidés non sécantes.

La couronne des DENTS MOLARIFORMES (prémolaires postérieures et molaires) atteint souvent un peu plus de 2 mm de longueur. Typiquement, elle est de contour ovale ou rectangulaire et possède deux crêtes longitudinales cuspidées, unies dans le sens transverse à l'une de leurs extrémités. Une de ces crêtes possède 3 cuspidés, l'autre, une cuspide volumineuse suivie de 4, 5 ou 6 autres cuspidés plus petites ; en sorte qu'il existe une boucle de tubercules entourant une vallée centrale, antéro-postérieure (fig. 1).

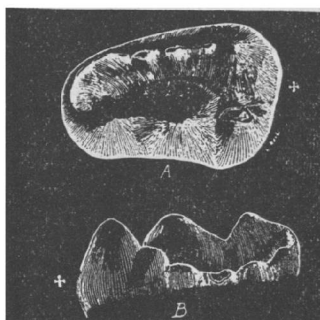


FIG. 1. — *Haramyia Moorei* (Owen), du Rhétien d'Holwell (Somersetshire, Angleterre). Yale Peabody Museum. + partie antérieure de la MOLAIRE. A) vue supérieure de la couronne; B) vue latérale. 15 fois grandeur naturelle environ.

D'après G.G. Simpson

Les nombreuses photographies de F.R. Parrington (1947, Pl. I) montrent toutes les transitions entre la véritable molaire et les prémolaires molariformes, plus petites et plus simples. Il existe aussi des dents relativement larges, qui sont des dents supérieures à 3 ou 4 racines ; d'autres, plus étroites, qui sont des dents inférieures à 2 racines, l'une antérieure, l'autre postérieure. Les dents molariformes présentent une constriction nette entre la couronne et les racines (R. Owen), un véritable collet.

L'*Haramyia* adulte abrasait ses dents molariformes : la crête multicuspidée, la plus basse des deux, étant toujours la plus usée.

II. — COMPARAISON DES DENTS MOLARIFORMES D'HARAMYIA AVEC CELLES DES MEGACHIROPTERES

Une morphologie comparable à celle des molaires d'*Haramyia* est rare parmi les Mammifères, aussi bien fossiles qu'actuels. La seule dentition qui rappelle un peu celle du Mammifère rhétien est celle des Chauves-Souris frugivores, comme, autrefois, P. Matschie l'avait suggéré.

Chez une Roussette (*Rousettus leachi* A. Sm.) d'Afrique centrale, par exemple, ces dents sont à deux crêtes longitudinales, l'une interne, l'autre externe, unies vers l'arrière, à la mâchoire supérieure ; de telle sorte qu'une vallée centrale antéro-postérieure se trouve entourée d'une crête en boucle.

Chez la *Harpyionycteris* des îles Philippines, les dents molariformes sont encore plus proches de celles d'*Haramyia*. Des deux crêtes longitudinales, l'externe est à 3 tubercules élevés, alors que l'interne, plus basse, est multituberculée ; les deux crêtes s'unissent, vers l'arrière, aussi bien aux dents inférieures qu'aux supérieures (fig. 2 et 3). Il existe encore une profonde vallée

antéro-postérieure, entourée d'une crête, cuspidée, ici, comme chez l'*Haramyia*. Vers l'avant de certaines dents molariformes, la Chauve-Souris présente un tubercule cingulaire qui se retrouve sur quelques dents d'*Haramyia*, comme l'a bien noté G.G. Simpson. Ce que nous savons

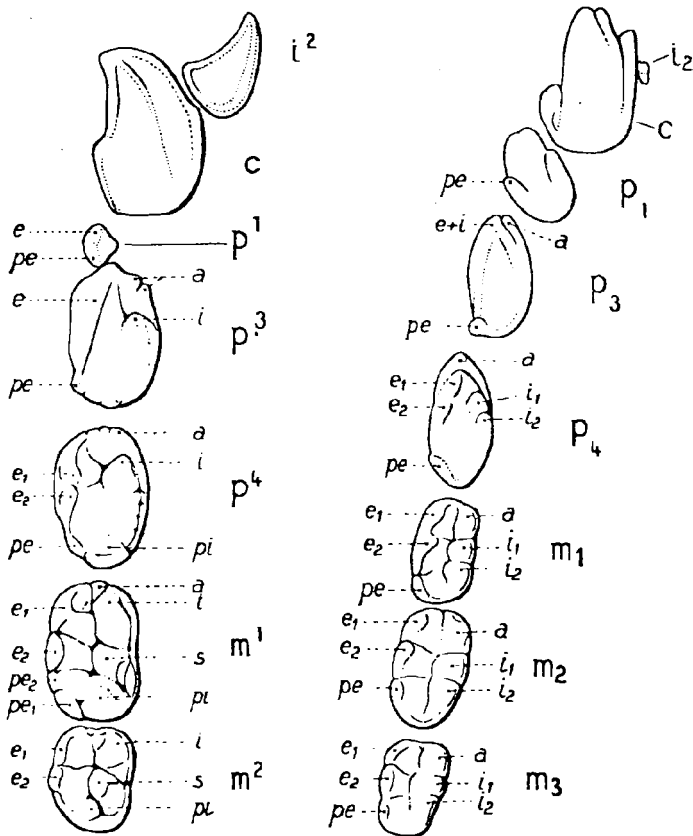


FIG. 2. — Dentition de *Harpyionycteris whiteheadi* Thomas, type (Mégachiroptères) des îles Philippines. Coll. British Museum Natural History. Rangées dentaires supérieure droite (à gauche) et inférieure gauche (à droite). 6 fois grandeur naturelle environ.

Extrait de K. Andersen

des dents antérieures du fossile accuse encore sa ressemblance avec la *Harpyionycteris*.

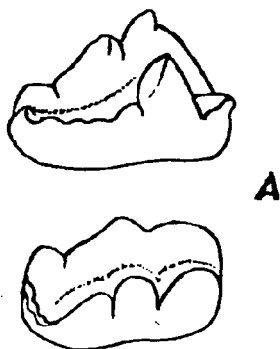


FIG. 3. — Dents molariformes de *Harpyionycteris whiteheadi* Thomas, type (même exemplaire que figure 2). En haut : dernière prémolaire supérieure (P⁴) droite, vue par sa face interne. En bas : première molaire inférieure (M₁) gauche, vue par sa face interne. A) côté antérieur. 10 fois grandeur naturelle environ.

Les molaires des Mégachiroptères permettent, jusqu'à un certain point, d'orienter celles d'*Haramyia* : la crête à 3 cuspidés élevées est externe, la crête multicuspidée, interne, et la crête en boucle, postérieure. Cette orientation est, d'ailleurs, celle adoptée par G.G. Simpson (fig. 1).

Il faut souligner que, par une exception remarquable, il ne semble pas y avoir d'inversion dentaire chez les Mégachiroptères, alors que, d'ordinaire, « une molaire inférieure est l'image inversée de la supérieure » (M.A.C. Hinton).

Au moment de la mastication, la crête externe de la dent supérieure passe légèrement en dehors de celle de son homologue inférieure et de la dent qui la suit. La dent supérieure se trouve, en quelque sorte, à cheval sur deux dents inférieures. On constate que la mandibule

n'effectue pas de mouvements antéro-postérieurs comparables à ceux qui se produisent chez les Rongeurs, par exemple.

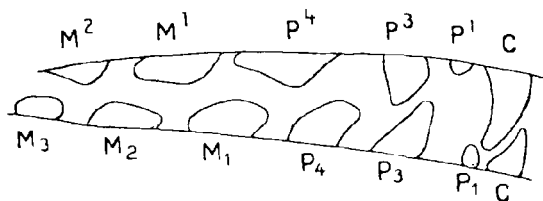


FIG. 4. — Dentition de *Rousettus leachi* A. Sm. (Rousette, Mégachiroptères) adulte, originaire d'Afrique centrale, Coll. Inst. Tornblad Univ. Lund. Profil de la dentition (les incisives exceptées), du côté droit, au moment où l'occlusion est presque complète. Schéma grossi.

Les Mégachiroptères abrasent leurs dents de la même manière qu'*Haramyia* : aux molaires supérieures, l'abrasion commence sur la crête la plus basse, multicuspidée.

III. — CLASSIFICATION DES HARAMYIDÆ

R. Owen considérait toutes les molaires de *Microlestes* (*Haramyia*) d'Holwell, décrites par lui, comme appartenant à une seule et même espèce : *Microlestes Moorei* Owen.

En 1928, G.G. Simpson a distingué, dans les matériaux de R. Owen, deux genres qui sont, d'après ses dénominations de 1947 :

- 1) Le genre HARAMYIA : les 3 euspides les plus élevés sont subégales ou bien l'antérieure est la plus petite.

Haramyia comporte deux espèces :

— *Haramyia Moorei* (Owen) :

Dent relativement étroite ; d'un côté : 3 tubercules subégaux ; de l'autre côté : un volumineux tubercule suivi de 4 petits tubercules, dont les 2 derniers sont de même taille.

— *Haramyia fissura* (Simpson) :

Dent relativement large ; d'un côté : 3 tubercules dont l'antérieur est le plus réduit ; de l'autre côté : un volumineux tubercule suivi de 3 petits tubercules, puis d'une crête obscurément cuspidée qui entoure la partie postérieure de la dent.

2) Le genre THOMASIA : la plus haute des 3 cuspidés est l'antérieure, les autres diminuant de taille rapidement. *Thomasia* comporte deux espèces :

— *Thomasia antiqua* (Plicninger) :

D'un côté : 3 tubercules dont le postérieur est petit mais net ; de l'autre côté : un tubercule antérieur précédé d'un tubercule cingulaire et suivi de 4 petits tubercules ou davantage.

— *Thomasia anglica* (Simpson) :

D'un côté : 3 tubercules dont le postérieur est presque indistinct ; de l'autre côté : 1 tubercule antérieur précédé d'un très léger cingulum et suivi de 4 à 6 tubercules, dont le dernier est nettement médian.

L'étude des dents molariformes des *Haramyida*, résumée ci-dessus, est d'une grande valeur, que l'on admette la discrimination de G.G. Simpson en genres et en espèces ou, au contraire, la conception uniciste de R. Owen.

IV. — LES HARAMYIDÆ DU WURTEMBERG ET DE SUISSE

Les *Haramyida* rencontrées en WURTEMBERG, près de Tübingen, à Degerloch et à Steinenbronn, sont du Rhétien supérieur, c'est-à-dire un peu plus récentes que celles des « fissure-fillings » d'Holwell (Rhétien inférieur). Elles sont représentées par deux dents molariformes, décrites par W.H.T. Plicninger, en 1847, sous le nom

de *Microlestes antiquus* ; une seule a été conservée jusqu'à nous, au Musée de Stuttgart. Dans la classification de G.G. Simpson, elles sont dénommées *Thomasia antiqua* (Plieninger).

Quant au bone-bed de HALLAU, dans le canton de Schaffouse, en Suisse, du Rhétien tout à fait supérieur, il comporte d'assez nombreuses dents molariformes d'*Haramyia*, mais fracturées. Ce sont surtout des parties antérieures de molaires et d'autres, postérieures, qui ont été décrites avec soin et figurées par B. Peyer (1956) ; des Mammifères triconodontes et des Reptiles furent, à Hallau, les contemporains d'*Haramyia*.

V. — CONCLUSIONS

Les *Haramyida*, du Trias supérieur d'Angleterre, d'Allemagne et de Suisse, qui firent certainement partie de la Faune de Mammifères la plus ancienne que nous connaissions, demeurent très énigmatiques.

Toutefois, la morphologie de leurs molaires vierges et leur mode d'abrasion prouvent qu'ils furent de petits frugivores. L'analogie de leur dentition avec celle des Mégachiroptères est intéressante à souligner, bien qu'elle ne soit, peut-être, que l'effet d'une convergence.

REFERENCES

- DAWKINS W. Boyd. — On the rhaetic beds and white Lias of Western and Central Somerset and on the discovery of a new fossil Mammal in the grey Marlstones beneath the Bone bed. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, **20** : 396 (1864).
- FRIANT M. — Les Chauves-Souris frugivores firent-elles partie des Mammifères les plus anciens ? *Rev. Stomat.*, **53** : 207-211 (1952).
- FRIANT M. — Les dents des plus anciens Mammifères, les *Microlestida*. *Rev. Stom.*, **55** : 142-149 (1954).
- HENNIG E. — Die Säugerzähne des württembergischen Rhät-Lias Bonebeds. *N. Jahrb. Min. Geol. Pal.* **46** : 181-267 (1922).

- HUENE E. — Zur Kenntnis des württembergischen Rhätbenedes mit Zahnfunden neuer Säuger und Säugetierähnlicher Reptilien. *Jh. Ver. Naturk. Württemberg* (1933).
- KÜHNE W.G. — The Geology of the Fissure-filling « Holwell 2 », the age-determination of the mammalian Teeth therein ; and a Report on the Technique employed when Collecting the Teeth of *Eozostrodon* and *Microcleptidae*. *Pro. Zool. Soc. Lond.* **116**, III and IV : 721-733 (1947).
- MATSCHIE P. cité par G.G. Simpson, 1928 : 54.
- OWEN R. — Monograph of the fossil Mammals of the British Mesozoic Formations. *Paleontogr. Soc.* **24** : 6-10 (1871).
- PARRINGTON F.R. — On a Collection of Rhaetic Mammalian Teeth. *Proc. Zool. Soc. Lond.* **116**, III and IV : 707-728 (1947).
- PEYER B. — Ueber Zähne von Haramyiden, von Triconodonten und von wahrscheinlich synapsiden Reptilien aus dem Rhät von Hallau. *Schweizer. Paläontolog. Abh.*, **72** p., 12 pl. (1956).
- PLEININGER W.H.T. — Zähnen aus der oberen Grenzbreccie des Keupers bei Degerloch und Steinenbronn. *Jahr. Ver. vaterl. Naturk. in Württ.* **164** : Pl. I, fig. 5-6 (1847).
- SIMPSON G.G. — A Catalogue of the Mesozoic Mammalia in the geological Department of the British Museum. *Brit. Mus. Nat. Hist.* : 55-66 (1928).
- SIMPSON G.G. — The Principles of Classification and a Classification of Mammals. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.* **85** : 40 (1945).
- SIMPSON G.G. — *Haramyia*, new Name replacing *Microcleptes* Simpson 1928. *J. Paleont.* **21** (1947).
- WATSON D.M.S. — On permian and triassic Tetrapods. *Geol. Mag.* **79** : 81-116 (1942).

Le B.R.G.M. nous prie d'insérer le communiqué suivant :

**Au sujet d'un décret nouveau
réglementant l'exploitation des nappes souterraines
dans les départements du Nord et du Pas-de-Calais**

Le 10 octobre 1958, le Journal officiel a publié un décret en date du 3-10-1958 qui assujettit à une autorisation préfectorale préalable l'exécution des captages d'eau (par puits ou forage) d'une certaine importance.

Ce texte a été considéré par certains comme une entrave administrative susceptible de décourager les industriels désireux de s'établir dans ces départements ou d'y développer leurs installations. On aurait pu craindre, en effet, que les délais exigés par l'administration pour répondre aux demandes d'autorisation ne fussent trop longs. L'expérience montre que, passée la période initiale de mise en application, les autorisations ou les refus doivent parvenir aux intéressés dans un délai de l'ordre de 2 mois. Il ne peut donc gêner les industriels prévoyants.

Le but de la nouvelle législation est double. D'une part, il fallait sauvegarder les droits des industries déjà établies et dont l'approvisionnement en eau aurait pu être compromis par de nouveaux arrivants. D'autre part, il était logique de guider ceux-ci vers des zones où leur installation ne provoquera pas de contestations de la part de leurs voisins et où la pérennité du rendement de leurs captages est assurée. C'est donc non une entrave, mais une garantie nouvelle que les textes nouveaux apportent aux industriels aussi bien qu'aux collectivités.

Enfin, signalons que, grâce à un inventaire méthodique des ressources hydrauliques entrepris dans chacun de ces départements, l'administration sera à même de guider efficacement les nouveaux arrivants.

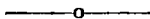


TABLE DES MATIERES

Activité de la Société

Election et composition du Bureau de la Société pour 1959, p. 5 et p. 17. — Compte rendu financier par M. G. Tieghem, p. 17. — Réunion extraordinaire de la Société, le 24 mai à Fourmies, p. 85. — Election de nouveaux membres, p. 17 et p. 86. — Séances ordinaires de la Société : 28 janvier, p. 5 ; 4 mars, p. 13 ; 8 avril, p. 23 ; 6 mai, p. 65 ; 3 juin, p. 86 ; 4 novembre, p. 129 ; 2 décembre, p. 182.

Nécrologie

M. Emile Poulain et M. Roger Herlemont, p. 65.

Excursions de la Société

Liste des excursions, p. 17 ; excursion extraordinaire, p. 85.

Distinctions honorifiques

M. G. Waterlot, Président de la Société Géologique de France, p. 6. — Mme P. Danzé-Corsin, Prix de

l'Académie des Sciences, p. 6. — M. J. Chalard, Docteur
ès Sciences, p. 6. — M. J. Polyèche, Docteur ès Sciences,
p. 6.

Conférences

M. J. Ricour, compte rendu de la conférence sur le
Mésozoïque, p. 181. — Mlle D. Le Maître, sur le gisement
d'Hassi Messaoud, p. 183.

Présentation d'ouvrages

M. Dubar présente une carte du Massif du Haut-Atlas,
p. 65. — M. Ricour présente des ouvrages de P.M. Tata-
rinov et R. Soyer, p. 87. — Mlle Le Maître présente
plusieurs ouvrages relatifs à des faunes dévoniennes,
p. 182.

Discours

M. R. Leroux, p. 13. — M. Ch. Delattre, Président,
p. 14 et p. 85.

Communiqué

B.R.G.M., au sujet d'un nouveau décret réglementant
l'exploitation des nappes souterraines, p. 221.

Stratigraphie

Sur la présence d'un galet de schiste à Dichograptidé
(*Tetragraptus*) dans les alluvions de la Meuse, à Mézières
(Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du
Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur, par G.
Waterlot, p. 6. — Enseignements tirés de l'étude strati-
graphique et paléogéographique du Bassin de Paris à

l'époque triasique, par J. Ricour, p. 18. — Sur l'âge des formations de Bréhec et Plourivo, par Ch. Delattre et G. Waterlot, p. 23. — Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le Massif du Vardoussia, par P. Celet, p. 70. — Le Carbonifère continental du Bassin de Taoudenni (Sahara occidental). Note préliminaire, par J. Fabre et J.R. Villemur, p. 89. — Observations sur les formations superficielles sableuses au Nord de Charleville, par L. Voisin, p. 160. — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents, par J. Polvéche, p. 190.

Pétrographie

Enseignements tirés de l'étude stratigraphique et paléogéographique du Bassin de Paris à l'époque triasique, par J. Ricour, p. 18. — Le Carbonifère continental du Bassin de Taoudenni (Sahara occidental). Note préliminaire, par J. Fabre et J.R. Villemur, p. 89. — Observations sur les formations superficielles sableuses au Nord de Charleville, par L. Voisin, p. 160. — La destruction des falaises kimméridgiennes du Boulonnais, par B. Leroux, p. 168. — Présence de roches exotiques dans le cordon littoral ancien de Mayoc au Nord du Crotoy, par R. Petit, p. 178. — Silex et marcassite associés dans la craie, par R. Petit, p. 180. — La destruction des falaises du Blanc-Nez, par A. Bonte, p. 183.

Paléontologie

Sur la présence d'un galet de schiste à Dichograptidé (*Tetragraptus*) dans les alluvions de la Meuse, à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur, par G. Waterlot, p. 6. — Spores, grains de pollen, Hystriosphères et Péridiniens dans le Wealdien de Féron-Glaçon, par A. Delcourt et G. Sprumont, p. 29. — Sur la présence de *Pterygotus* sp. dans l'arkose d'Haybes, à

Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne), par G. Waterlot, p. 87. — A propos du développement des molaires de l'*Elephas meridionalis* Nesti, par M. Friant, p. 113. — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents, par J. Polvêche, p. 190. — Une nouvelle variété de *Laevigatisporites glabratus* ZERNDT (*sensu* Dijkstra), par J. Danzé et A. Le Merrer, p. 203. — Les *Haramyidae*, mammifères du Rhétien d'Europe, par M. Friant, p. 212.

Tectonique

Sur l'âge des formations de Bréhee et Plourivo, par Ch. Delattre et G. Waterlot, p. 23. — Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le Massif du Vardoussia, par P. Celet, p. 70. — Contribution à l'étude tectonique du Massif de Denain-Crespin-Boussu, par A. Bouroz, p. 129.

Hydrogéologie

Observations récentes sur les nappes aquifères albienne et bathonienne en Picardie, par A. Bouroz, p. 65. — Sur l'utilisation des eaux du Bathonien près du littoral bouloonnais, par A. Bonte, p. 185.

Terrains primaires

Sur la présence d'un galet de schiste à Dichograptidé (*Tetragraptus*) dans les alluvions de la Meuse, à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur, par G. Waterlot, p. 6. — Sur l'âge des formations de Bréhee et Plourivo, par Ch. Delattre et G. Waterlot, p. 23. — Sur la présence de *Pterygotus* sp. dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne), par G. Waterlot, p. 87. — Le Carbonifère continental du Bassin de Taoudenni (Sahara occidental). Note préliminaire, par

J. Fabre et J.R. Villemur, p. 89. — Contribution à l'étude tectonique du Massif de Denain-Crespin-Boussu, par A. Bouroz, p. 129. — Une nouvelle variété de *Laevigatisporites glabratus* ZERNDT (*sensu* Dijkstra), par J. Danzé et A. Le Merrer, p. 203.

Terrains secondaires

Enseignements tirés de l'étude stratigraphique et paléogéographique du Bassin de Paris à l'époque triasique, par J. Ricour, p. 18. — Spores, grains de pollen, Hystriosphères et Péridiniens dans le Wealdien de Féron-Glageon, par A. Delcourt et G. Sprumont, p. 29. — Observations récentes sur les nappes aquifères albienne et bathonienne en Picardie, par A. Bouroz, p. 65. — Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le Massif du Vardoussia, par P. Celet, p. 70. — Sur l'utilisation des eaux du Bathonien près du littoral boulonnais, par A. Bonte, p. 185. — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents, par J. Polvéche, p. 190. — Les *Haramyidae*, mammifères du Rhétien d'Europe, par M. Friant, p. 212.

Terrains tertiaires

Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le Massif du Vardoussia, par P. Celet, p. 70.

Terrains quaternaires

A propos du développement des molaires de l'*Elephas meridionalis* Nesti, par M. Friant, p. 113. — Observations sur les formations superficielles sableuses au Nord de Charleville, par L. Voisin, p. 160. — La destruction des falaises kimméridgiennes du Boulonnais, par B. Leroux, p. 168. — Présence de roches exotiques dans le cordon littoral ancien de Mayoc au Nord du Crotoy, par R. Petit, p. 178. — La destruction des falaises du Blanc-Nez, par A. Bonte, p. 183.

TABLE DES AUTEURS

	Pages
BONTE A. — La destruction des falaises du Blanc-Nez	183
BONTE A. — Sur l'utilisation des eaux du Bathonien près du littoral boulonnais	185
BOUROZ A. — Observations récentes sur les nappes aquifères albienne et bathonienne en Picardie	65
BOUROZ A. — Contribution à l'étude tectonique du Massif de Denain-Crespin-Boussu	129
CELET P. — Sur la géologie de la Grèce méridionale: remarque sur le Massif du Vardoussia	70
DANZÉ J. et LE MERRER A. — Une nouvelle variété de <i>Laevigatisporites glabratus</i> ZERNDR (<i>sensu</i> Dijkstra)	203
DELATTRE Ch. et WATERLOT G. — Sur l'âge des formations de Bréhee et Plourivo	23
DELCOURT A. et SPRUMONT G. — Spores, grains de pollen, Hystrichosphères et Péridiniens dans le Wealdien de Féron-Glageon	29
FABRE J. et J.R. VILLEMUR. — Le Carbonifère continental du Bassin de Taoudenni (Sahara occidental). Note préliminaire	89

FRIANT M. — A propos du développement des molaires de l' <i>Elephas meridionalis</i> NESTI	113
FRIANT M. — Les <i>Haramyidae</i> , mammifères du Rhétien d'Europe	212
LEROUX B. — La destruction des falaises kimméridgiennes du Boulonnais	168
PETIT R. — Présence de roches exotiques dans le cordon littoral ancien de Mayoc au Nord du Crotoy	178
PETIT R. — Silex et marcassite associés dans la craie	180
POLVÊCHE J. — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents	190
RICOUR J. — Enseignements tirés de l'étude stratigraphique et paléogéographique du Bassin de Paris à l'époque triasique	18
VOISIN L. — Observations sur les formations superficielles sableuses au Nord de Charleville	160
WATERLOT G. — Sur la présence d'un galet de schiste à Dichograptidé (<i>Tetragraptus</i>) dans les alluvions de la Meuse, à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur	6
WATERLOT G. — Sur la présence de <i>Pterygotus</i> sp. dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne)	87

— » « —

TABLE DES PLANCHES

PLANCHE I. — *Tetragraptus* sp. (Note de M. G. Waterlot, p. 6).

PLANCHE II. — Limites occidentales des faciès du Trias dans le Bassin de Paris (Note de M. J. Ricour, p. 18).

PLANCHES III, IV, V, VI, VII. — Spores, grains de pollen, Hystriehosphères et Péridiniens (Note de MM. A. Deleourt et G. Sprumont, p. 29).

PLANCHE VIII. — *Elephas meridionalis* (Note de M^{me} M. Friant, p. 113).

PLANCHE IX. — Plan des zones stratigraphiques du massif de Denain-Crépin-Boussu (Note de M. A. Bouroz, p. 129).

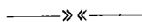
PLANCHE X. — Carte hypsométrique de la grande faille du Midi et de la faille Barrois (Note de M. A. Bouroz, p. 129).

PLANCHE XI. — Formations sableuses au Nord de Charleville (Note de M. L. Voisin, p. 160).

PLANCHE XII. — Destruction des falaises (Note de M. B. Leroux, p. 168).

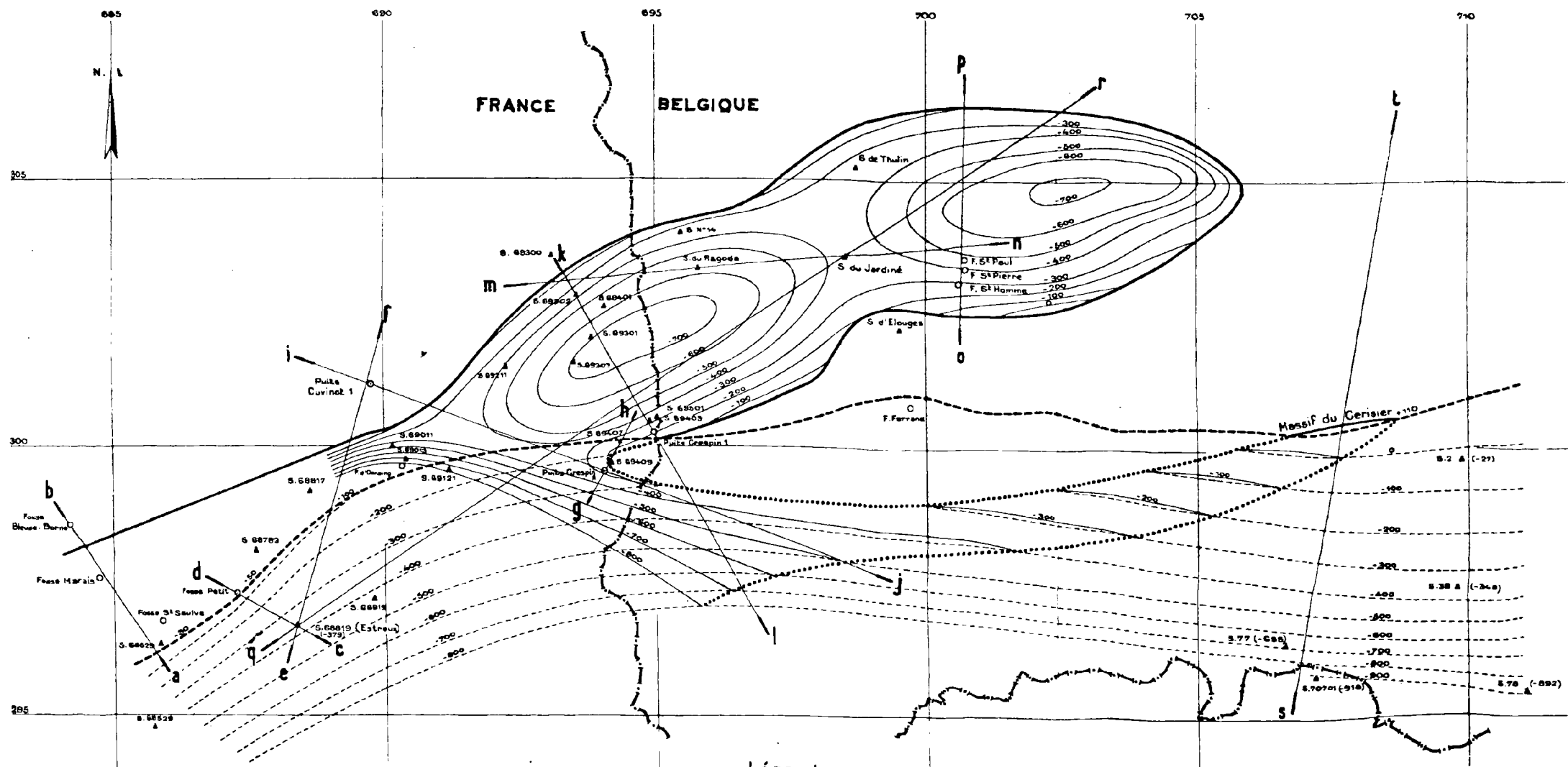
PLANCHE XIII. — Association silex et marcassite (Note de M. R. Petit, p. 180).

PLANCHE XIV. — *Laevigatisporites glabratus* (Zerndt)
(Note de MM. A. Danzé et A. Le Merrer, p. 203).



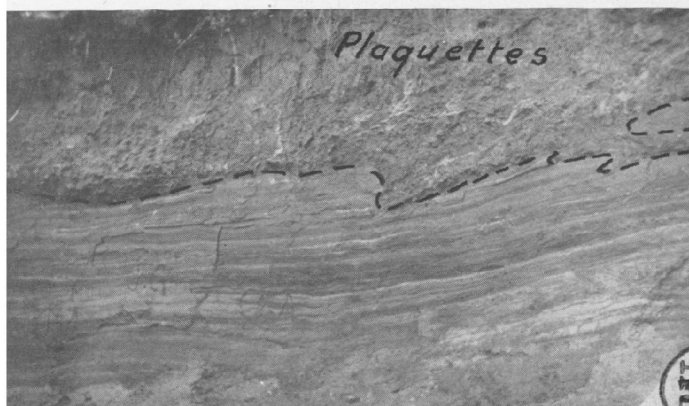
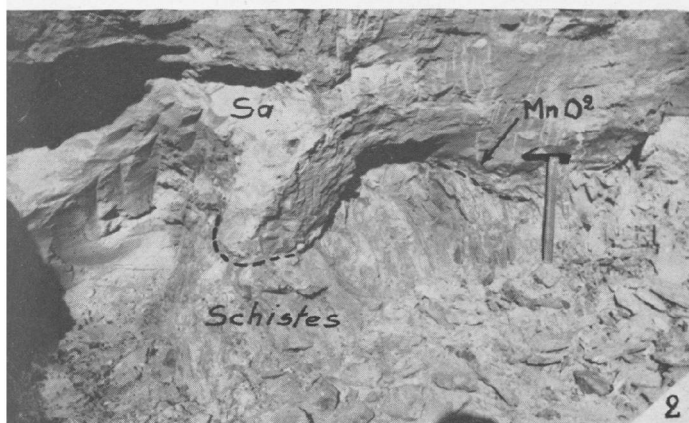
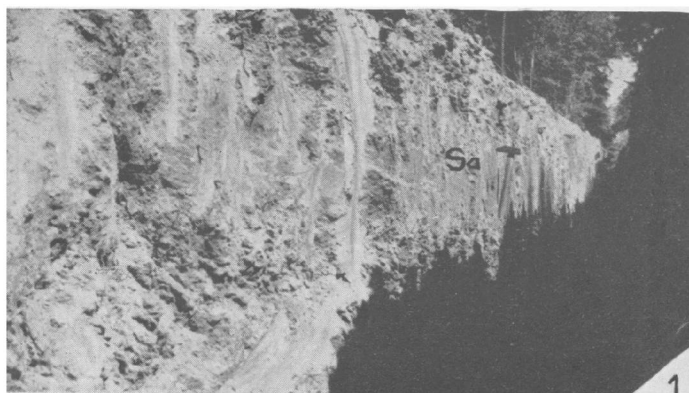
CARTE HYPSONÉTRIQUE DE LA GRANDE FAILLE DU MIDI ET DE LA FAILLE BARROIS

Echelle 1:100 000

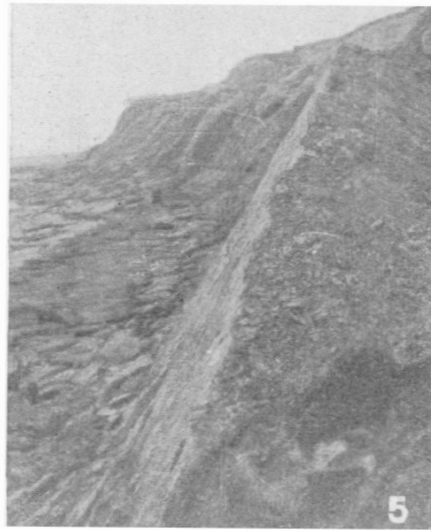
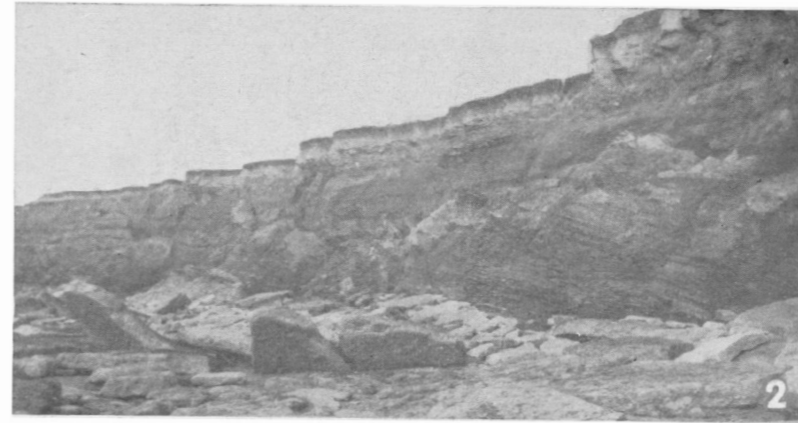


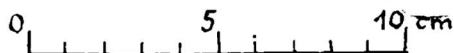
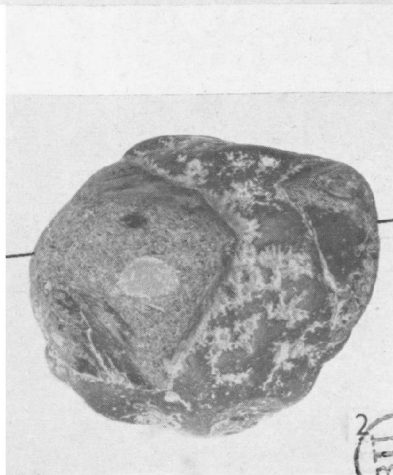
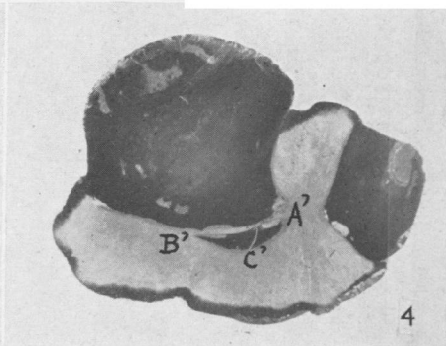
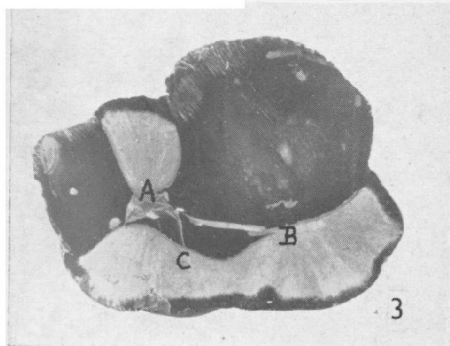
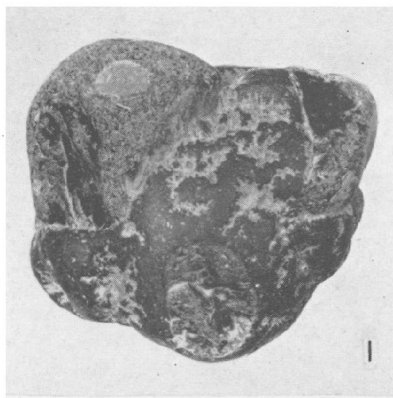
- Légende -

- AFFLEUREMENT de la Grande Faille du Midi
- CONTACT Grande Faille du Midi avec Faille Barrois
- COURBE de niveau de la Grande Faille du Midi
- COURBE de niveau de la Faille Barrois
- FRONTIÈRE



FORMATIONS SABLEUSES AU N DE CHARLEVILLE
IRIS - LILLIAD - Université Lille 1





Clichés Girard.

ASSOCIATION SILEX ET MARCASSITE

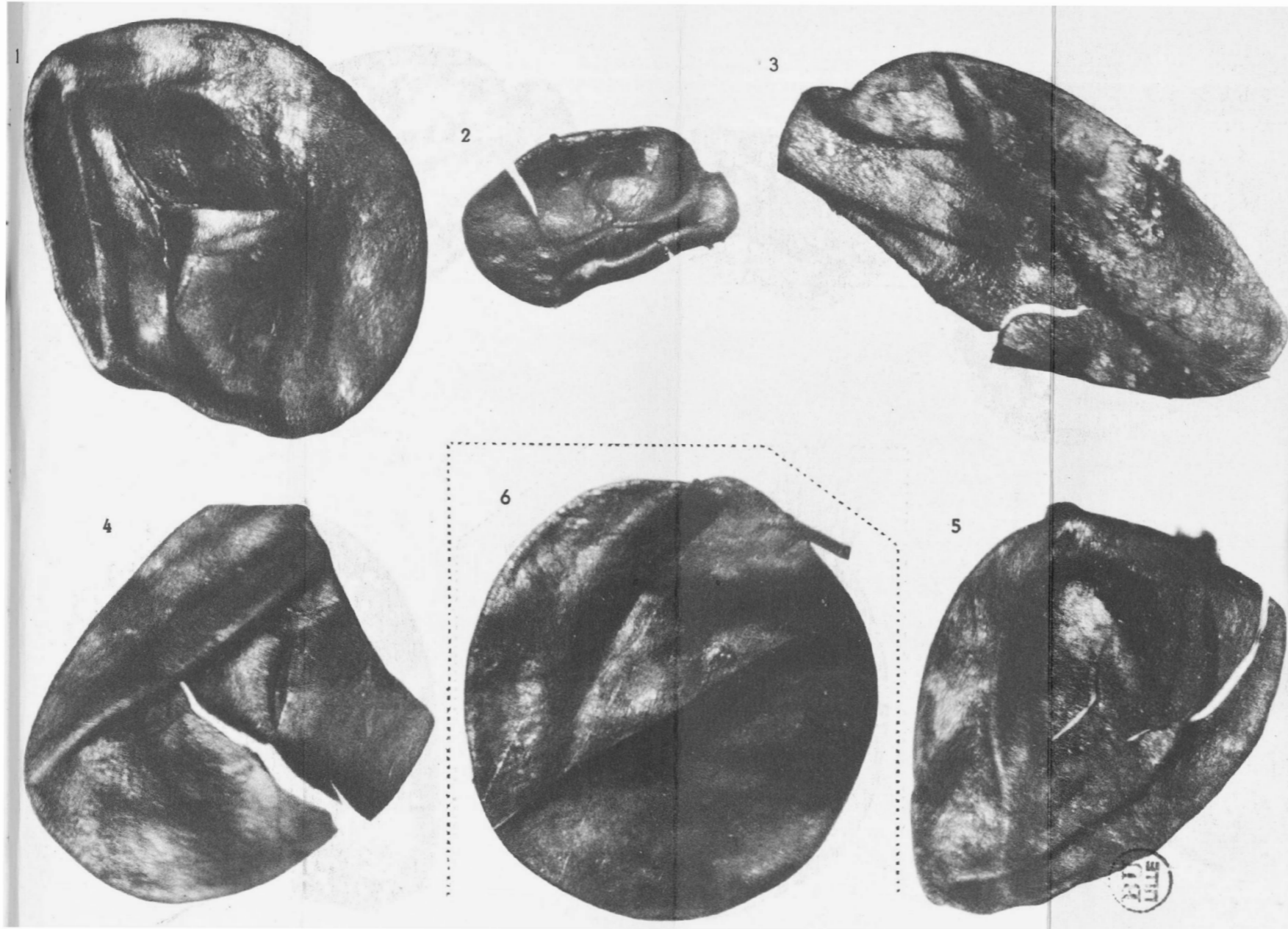


Fig. 1 à 5. — *LÆVIGATISPORITES GLABRATUS* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, var. *mollis* nov. var.

Fig. 6. — *LÆVIGATISPORITES GLABRATUS* (Zerndt) Potonié et Kremp, sensu Dijkstra, forme typique.