

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 1 (2^{me} série)

1992

Fascicule 4

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

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

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

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

Article 5.

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E. : 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)..... 200,00 F H.T.

Tomes LXXX à XCV (manque XCI)..... 270,00 F H.T.

Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.

Tome CVI..... 385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX) 50,00 F H.T.

Table 5 (Tomes LXXX à CIX) par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F H.T.

Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)..... 50,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 1 (2^{me} série)

1992

Fascicule 4

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1990 —

<i>Président</i>	M. C. DUPUIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. H. CHAMLEY M. F. GUILLOT
<i>Conseillers</i>	M. F. THIÉBAULT M. G. TIEGHEM M. J. CHALARD M. F. MEILLIEZ M. B. MISTIAEN M. A. BLEICK
<i>Secrétaire</i>	M. D. VACHARD
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. O. GOFFETTE
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DEGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. J.F. DECONINCK

Comité d'organisation scientifique :

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la Publication
M. P. CELET
M. H. CHAMLEY
M. J. FERRIÈRE
M. F. THIÉBAULT

Se sont joints à eux dans le Comité de Lecture qui a considéré ce fascicule :

MM. J. BEAUCHAMP, J.F. DECONINCK, Y. LEMOIGNE,
J. MANIA, J.L. MANSY et J.N. PROUST.

A N N A L E S
DE LA
SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : **Société Géologique du Nord**
Sciences de la terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte-rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 5 DECEMBRE 1990
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

ELECTION de Mademoiselle Sara VANDYCKE (parrains C. Dupuis et F. Robaszynski, de Mons - Belgique)

COMMUNICATION ECRITE

B. EL MANSOURI, M. DZIKOWSKI, F. DELAY, E. CARLIER ET N. CRAMPON. — Calage en régime permanent d'un modèle mathématique appliqué à la nappe de Berrechid (Maroc).

VIE DE LA SOCIETE

Un nouveau fascicule de la SGN, toujours bleu comme les mers du Nord, quoi de plus réjouissant qu'une saine lecture pour les vacances d'été...

Faisons donc le bilan...

Naturellement, et heureusement, figurent dans ce fascicule un certain nombre d'articles scientifiques, cinq au total : deux de Sédimentologie (p. 159 et p. 195) ; un de Géologie régionale (stratigraphie-tectonique, p. 171) ; un de Paléobotanique et enfin un dernier d'Hydrogéologie. Cette diversité de thèmes et de méthodes recouvre également une diversité géographique puisque deux articles sont consacrés au Nord de la France, deux autres à la géologie du Maroc et le cinquième à celle de la Chine, mais aussi une diversité d'auteurs : trois des premiers auteurs des articles sont de nationalité étrangère : chinoise, marocaine (en accord avec les thèmes abordés) mais aussi albanaise (un des articles sur l'Ardenne !).

Comme toujours, ces articles de haut niveau seront lus avec intérêt par les spécialistes, d'autres y trouveront une source de culture géologique et d'autres enfin, laisseront certains articles en pensant (à tort) qu'ils ne sont pas écrits pour eux... Ce dernier réflexe qui m'a effleuré, je le confesse, à la lecture de certains titres ou résumés, deviendra, j'en suis sûr, très bientôt une conduite impardonnable... si, comme cela était suggéré dans le fascicule précédent, les auteurs acceptent de développer un peu plus la présentation générale des sujets abordés en y ajoutant, entre autres, quelques schémas d'ensemble alléchants et paragraphes supplémentaires nous livrant un peu plus de leur culture et/ou expérience individuelle(s) et unique(s).

Au-delà des titres, il faut bien sûr s'attacher à l'essentiel, le fond des articles... les membres de notre Société, lecteurs avertis, n'ont certes pas besoin de conseils en ce domaine et encore moins d'avis extérieurs... je leur laisse le plaisir de la découverte !

Si les articles révèlent une diversité notable, on constate cependant une certaine continuité dans les thèmes abordés dans nos Annales puisqu'il s'agit surtout dans ce fascicule de "Géologie de surface" et que quatre articles sont consacrés au Paléozoïque... Cette continuité est naturellement le reflet des préoccupations des membres de notre Société, construite sur un long passé et une région... Tout iconoclaste s'occupant du "récent", du "profond", voire des planètes, sera le bienvenu... Le Nord et sa Société sont traditionnellement une "Terre d'Accueil".

Continuité certes... mais où sont donc les nouveautés annoncées par le président 92-93 !

- Promesse tenue (pour partie) ; deux informations -deux scoops !- à faire frémir les revues ne parlant qu'une seule langue : un Plésiosaure sauvé et un Séisme (avril 1992) analysé par un véritable sismologue !

- Pour l'article "synthétique", il faudra attendre le prochain fascicule... Trop de nouveauté pourrait être dangereux ! promis !

Bonne lecture et bonnes vacances...

le Président 92-93

LE PLIOSAURE DE MARQUISE

par Sophie BECKARY (*)

Contexte de la découverte

Le vendredi 12 juillet 1991, un appel téléphonique d'un ingénieur de la D.D.E. de Boulogne nous parvient au Musée de Lille : sur le chantier de la déviation de Marquise (construction de la future autoroute "l'Européenne" entre Boulogne et Calais), viennent d'être découverts des ossements fossiles. L'ingénieur me propose de venir sur place pour une première identification et éventuellement d'interrompre le chantier si la découverte se révèle importante. Je me rends sur place le lendemain. Constatation : une dizaine de vertèbres et deux os longs, appartenant vraisemblablement à un reptile marin du Secondaire, découverts par Michel Essertel, géotechnicien C.E.B.T.P. (Centre D'études Bâtiments et Travaux Publics). Au vu du nombre de pièces déjà extraites, il est probable que le squelette soit conservé dans sa totalité. Je signale l'importance de cette découverte et la possibilité de mettre rapidement en oeuvre un chantier de fouille pour extraire le reste du squelette. La D.D.E. de Boulogne accepte d'interrompre pour un mois la partie concernée du chantier, geste remarquable et qui doit servir d'exemple.

Le chantier de fouille

- Cadre géologique

Les travaux de la déviation de Marquise traversent, sur quelques centaines de mètres, une butte. Le creusement de cette butte a permis l'affleurement de terrains qui n'étaient jusqu'alors connus dans le Boulonnais que par un ancien sondage. Les restes du reptile marin ont été recueillis à la base de la butte, dans des argiles de l'Oxfordien inférieur (- 150 millions d'années environ).

- La fouille

Pendant un mois, une équipe, composée de bénévoles et de personnels du Musée de Géologie de Lille et de la Maison du Marbre et de la Géologie de Rinxent, s'est consacrée à la fouille, aidée par les conseils de Michel Essertel pour le repérage du site.

De nombreux ossements de reptile ont été récoltés : vertèbres complètes et fragments d'os divers, souvent fraîchement cassés par les engins qui étaient passés sur le terrain avant la fermeture de cette partie du chantier.

Plus d'un millier d'invertébrés ont également été récoltés : nombreuses Ammonites (la plupart pyriteuses, d'une taille de quelques mm à 40 cm), Belemnites, Lamellibranches, Arthropodes.

Résultats scientifiques

- Le reptile

L'étude a été confiée à Jean-Michel Mazin, spécialiste des reptiles marins du Secondaire, chercheur à l'Université de Paris VI (laboratoire de Paléontologie des Vertébrés).

Après nettoyage à l'acide acétique dilué puis recollage des fragments d'os cassés, la liste des parties conservées du squelette est la suivante :

- crâne incomplet sans le rostre
- hémimandibule
- 4 fragments de crâne
- 2 coracoïdes + 2 fragments
- 1 scapula droite
- 2 humérus

(*) Musée d'Histoire Naturelle et de Géologie de la ville de Lille - 19, rue de Bruxelles - 59000 Lille

- 1 fémur en trois fragments
- 33 corps vertébraux
- 4 arcs neuraux incomplets
- 11 phalanges
- 1 tarsien ou carpien ?
- 1 fragment de ceinture pelvienne
- nombreux fragments de côtes
- nombreux fragments non identifiés

Ceci permet de conclure qu'un tiers environ du squelette a été sauvé, le reste (notamment les phalanges, les petites vertèbres et les côtes) ayant probablement été cassé par les machines ou jeté dans les remblais juste avant la fouille. Il est également possible que l'animal ait été incomplètement fossilisé.

Ce squelette était celui d'un Plésiosaure (*sensu lato*), reptile réadapté à la vie marine qui a vécu entre - 200 et - 65 millions d'années. Il s'agit ici d'un Pliosauure (cousin des Plésiosaures *sensu stricto*), reptile à grande tête, cou court et membres transformés en palettes natatoires. Les Pliosauures étaient de grands prédateurs marins qui se nourrissaient de poissons, de Céphalopodes mais aussi d'autres reptiles marins. Les plus grands connus atteignaient 13 m, voire plus. Celui de Marquise ne devait pas dépasser 5 mètres de long.

D'après les premières indications de J.M. Manzin, il s'agit probablement du genre *Peloneustes* (fig. 1).

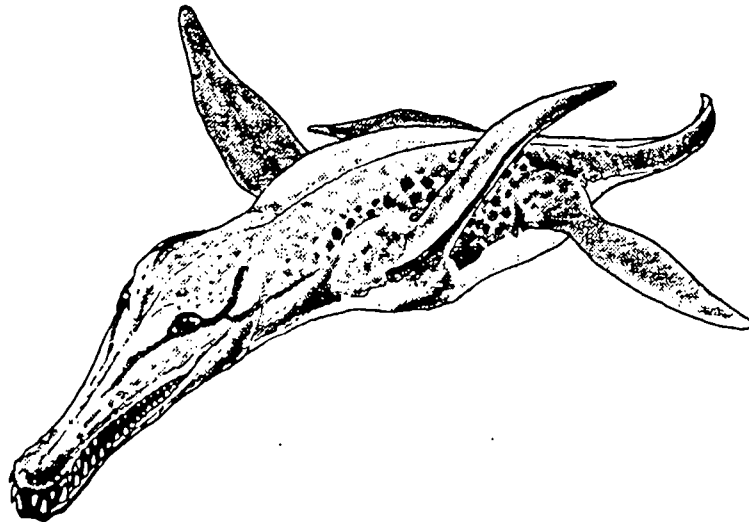


Fig. 1. — *Peloneustes*
Exemplaire de 3 mètres de long environ trouvé à Peterborough (document fourni par J.M. Mazin, Paris VI).

- Les Ammonites

L'étude scientifique des Ammonites a été confiée à Jacques Thierry et Didier Marchand de l'Université de Bourgogne à Dijon où le matériel est parti pour la durée de l'étude, soit un an.

- La Stratigraphie

Peu de temps avant la découverte du site de la déviation de Marquise, J.P. Vidier avait débuté une thèse sur le Jurassique supérieur du Boulonnais, sous la direction d'enseignants de l'Université de Lille I et de l'Université de Bourgogne. Le creusement de la butte était donc une opportunité pour son travail de thèse. Il a échantillonné l'affleurement très précisément, banc par banc, ce qui va lui permettre de mener une étude stratigraphique fine sur cet endroit.

Importance de la découverte

- Sur le plan de la stratigraphie et de la paléontologie des invertébrés

L'échantillonnage précis des différents bancs affleurant au niveau de la butte (terrains qui n'étaient jusqu'alors connus que par un ancien sondage) va permettre de recueillir des données nouvelles. Ces données nouvelles, qui entrent dans un cadre

général de recherche sur le Bassin de Paris, permettront d'effectuer des comparaisons avec d'autres régions européennes (Sud de l'Angleterre, Sud de l'Allemagne, Bassin d'Aquitaine, Alpes, Espagne, Portugal...).

- *Sur le plan de la paléontologie des vertébrés*

D'assez nombreux squelettes de Plésiosaures (*s.l.*) ont été découverts dans les mêmes terrains de l'autre côté de la Manche (en Angleterre). Jusqu'alors, dans le Boulonnais, avaient été découverts quelques ossements isolés (vertèbres, mandibule de 2,10 mètres, conservés au Musée de Boulogne). Pourquoi si peu de vestiges du côté Français ? Les Plésiosaures seraient restés confinés au Sud de l'Angleterre (peu probable) ou bien... il existerait en fait de nombreux squelettes dans le Boulonnais mais systématiquement détruits (par des machines) ou pillés lors de leur découverte. Il faut savoir qu'en Angleterre, dès qu'un fossile est trouvé par un amateur ou lors d'un chantier de terrassement, les autorités locales (Musée ou Université) sont immédiatement prévenues. Pas en France hélas ! sauf dans le cas du Pliosauure de Marquise qu'il faut, je le répète, citer en exemple.

Le Pliosauure de Marquise est donc à ce jour le squelette le plus complet découvert dans le Boulonnais et en France.

Devenir des fossiles

Les fossiles ont été trouvés sur un terrain appartenant à l'Etat et étaient donc la propriété de la D.D.E. de Boulogne. La D.D.E. a accepté de léguer ce patrimoine, par le biais d'une convention, aux parties scientifiquement intéressées.

- *Les Invertébrés*

Après leur étude scientifique, les fossiles seront donnés par part égale aux trois établissements suivants :

- Maison du Marbre et de la Géologie de Rinxent
- Musée d'Histoire Naturelle de Boulogne
- Musée de Géologie de Lille

- *Le Pliosauure*

La D.D.E. a fait don du squelette du Pliosauure au Musée de Géologie de Lille.

Néanmoins, afin que la région du Boulonnais puisse profiter de cette découverte locale, le squelette est prêté, sur les bases d'une convention et pour une durée de 4 ans, par le Musée de Géologie de Lille à la Maison du Marbre et de la Géologie de Rinxent, établissement situé à quelques kilomètres du lieu de la découverte.

Le squelette y sera visible dès juin 1992 dans une salle spécialement aménagée et sera accompagné par une reconstitution à échelle réelle de l'animal.

Je tiens à remercier : M. Michel Essertel, le "père" de la découverte du Pliosauure et MM. Olivier Frerot et Didier Strypsteen, Ingénieurs à la D.D.E. de Boulogne, qui ont autorisé la fouille, sans lesquels un patrimoine vieux de 150 millions d'années aurait été détruit.

LE TREMBLEMENT DE TERRE DE ROERMOND DU 13 AVRIL 1992

par T. Camelbeeck(*)

Le lundi 13 avril 1992 à 1h 20 TU, une grande partie de l'Europe Occidentale a été secouée par un tremblement de terre significatif pour la région.

La localisation calculée par l'Observatoire Royal de Belgique avec les données de 40 stations à moins de 200 km de l'épicentre est :

heure origine :	1h 20mn 02,5s	0.35
latitude N :	51° 10.9'	} ± 1 km
longitude E :	5° 57.3'	
profondeur :	15.7 km	± 1 km
magnitude :	$M_L = 5.8$	± 0.2

L'épicentre est situé à proximité de la ville de Roermond aux Pays-Bas. Le tremblement de terre a provoqué des dégâts correspondant au degré VII dans l'échelle d'Intensité M.S.K. dans les environs de Roermond et à Herkenbosch aux Pays-Bas et dans la ville de Heinsberg en Allemagne où 160 maisons ont été endommagées (fissures, chutes de cheminées). Dans cette ville, 21 personnes ont dû être hospitalisées pour des blessures provoquées par la chute de débris de cheminées. En Belgique, les dégâts sont restés limités. 70 cheminées ont ainsi été renversées à Maaseik, localité située à 17 km de l'épicentre. Le séisme a été ressenti dans un rayon variant de 300 à 400 km.

Il s'est produit dans la partie Ouest du Graben du Rhin Inférieur (fig. 1) qui est caractérisé par la présence de zones faillées actives durant le Quaternaire, orientées NW-SE.

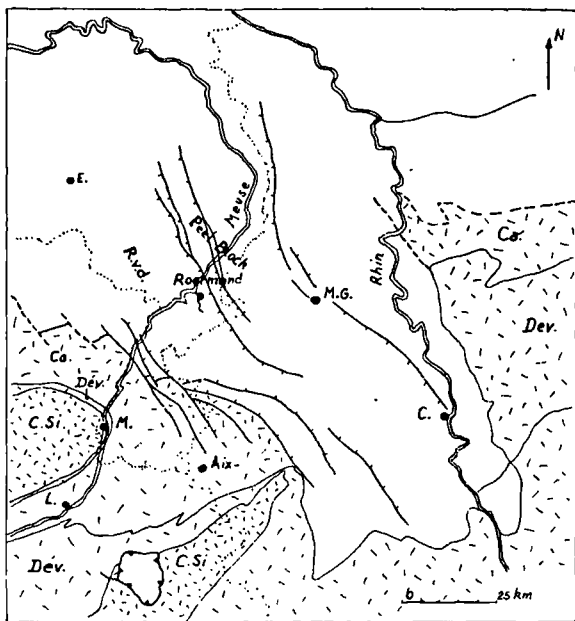


Fig. 1. — Schéma structural du fossé du Rhin inférieur.
Figurés. — sans surcharge : terrains récents post-carbonifères ; tirets sans orientation : soubassement paléozoïque anté-permienne (Ca : Carbonifère ; Dev : Dévonien ; C.Si : Cambro-Silurien).
Villes et sites. — Aix : Aix-La-Chapelle ; C : Cologne, E : Eindhoven ; L : Liège ; M : Maastricht ; M.G : M. Gladbach ; R.v.d. : Roer-Valley dépression.
 D'après L.U. De Sitter ; W.J. Jongmans et P. Tesch (1979) - Geophysisch Onderzoek in Zo-Nederland, Mededeeling van geologische Stichting serie C.1.3, n° 1 (Modifié).

(*) Observatoire Royal de Belgique, Avenue Circulaire, 3 — 1190 Bruxelles

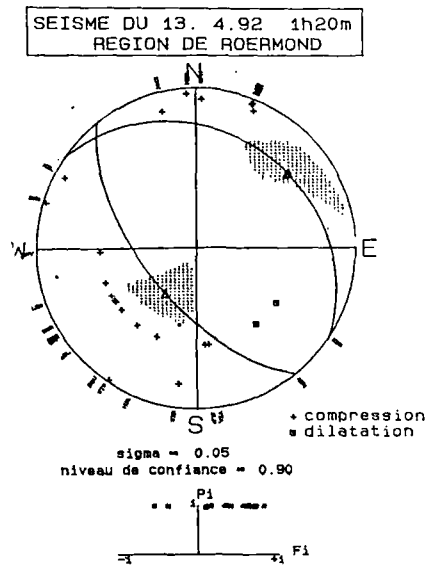


Fig. 2. — Mécanisme ou foyer du séisme de Roermond. Projection à Aire égale de l'hémisphère focal inférieur.

Le mécanisme au foyer du tremblement de terre principal (fig. 2) est en accord avec la géométrie de ces failles (fig. 3) et correspond à une faille normale caractérisée par une extension NE-SW. La localisation du foyer semble indiquer que le tremblement de terre s'est produit le long de la faille de Peel.

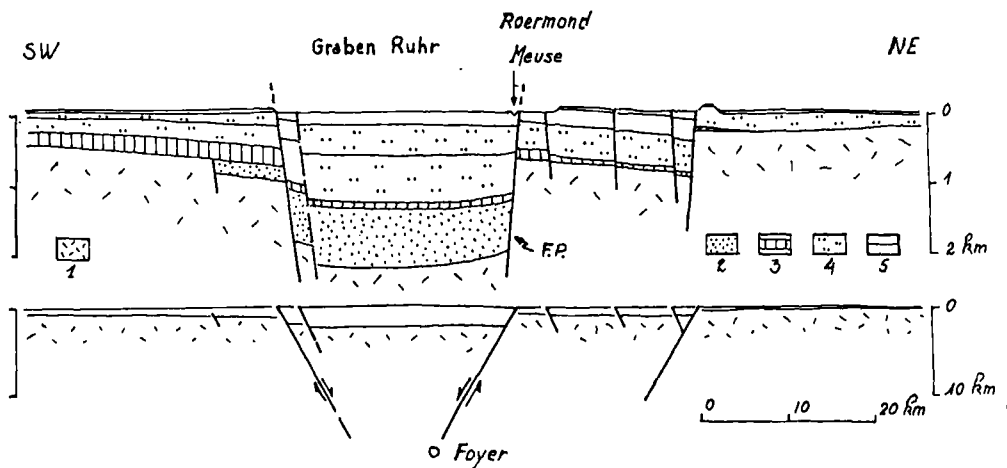


Fig. 3. — Coupe transversale SW-NE dans le Graben de la Ruhr aux environs de Roermond. (Modifié d'après)
 1 : Soubassement anté-permien (carbonifère) ; 2 : Permien et Trias ; 3 : Crétacé supérieur ; 4 : Tertiaire ; 5 : Quaternaire.
 F.P. : Faille de Peel.

Modifié d'après Ahourer et Van Gils (1964). Das Erdbeben von 25 juin 1960 in belgisch-Miederländischen Grenzgebiet
 Sonder veröffen Hichungen des Geologischen Instituts der Universität Köln n° 9.

Trois tremblements de terre de cette importance se sont produits depuis le début du siècle dans la zone englobant le Nord de la France, la Belgique, le Sud des Pays-Bas et en Rhénanie-Westphalie.

L'analyse du séisme de Roermond et de ses nombreuses répliques fournira des informations importantes, non seulement sur la séismotectonique de la zone sismique rhénane, mais également pour la protection des ouvrages dont la stabilité à long terme doit être assurée.

ANALYSES DES MICROFACIES ET MINERALOGIE DES ARGILES DU VISEEN DE L'AVESNOIS (NORD DE LA FRANCE) : CONSEQUENCES SEDIMENTOLOGIQUES ET DIAGENETIQUES

MICROFACIES ANALYSIS AND CLAY MINERALOGY OF VISEAN IN THE AVESNOIS (NORTH OF FRANCE) : SEDIMENTOLOGIC AND DIAGENETIC CONSEQUENCES

par A. HUYGHE (*) et A. TRENTESAUX (*).

Résumé. — L'étude sédimentologique du Moliniacien et du Livien a été menée dans trois sites de l'Avesnois. Quatre formations ont été étudiées : la Formation de Godin, la Formation de Terwagne, la Formation de Neffe et la Formation de Lives.

Elles constituent une alternance de calcaire oolithique (Godin, Neffe) et de calcaire et dolomie à sédimentation rythmique (Terwagne, Lives). Ces carbonates sont des calcaires et/ou des dolomies de plate-forme carbonatée.

Les carbonates des Formations de Terwagne et de Neffe ont subi une diagenèse très précoce et une dolomitisation. Dans la Formation de Lives, de nombreuses pseudomorphoses d'évaporites sont observées et trois phases de dolomitisation sont distinguées.

Dans l'ensemble de ces formations, le matériel détritique est en très faible quantité et une étude menée sur les argiles montre que celles-ci ont subi une diagenèse assez importante.

Abstract. — *The sedimentology of the Moliniacian and Livian is studied in three sites of the Avesnois country. Four Formations are observed : the Godin Formation, the Terwagne Formation, the Neffe Formation and the Lives Formation.*

They constitute a cycle of oolitic limestones (Godin, Neffe) and of limestones and dolostones with a rhythmic sedimentation (Terwagne, Lives). These carbonates are some carbonate platform limestones and/or dolostones.

The carbonates of Terwagne and Neffe Formation have undergone a very early diagenesis and a dolomitization. In the Lives Formation, many evaporites pseudomorphs are observed and three phases of dolomitization are distinguished

On the whole of these formations, clastic material is in a very small amount. The clay mineralogy study has shown a rather high degree of diagenesis.

I. — CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

L'Avesnois, situé à l'extrémité occidentale du Synclinal de Dinant, présente des affleurements de calcaires carbonifères du Dinantien, préservés au coeur de synclinaux (fig. 1).

Les trois sites étudiés sont Bachant et Limont-Fontaine au Nord et Avesnes au Sud. C'est près d'Avesnes, dans les carrières des établissements Bocahut à Godin (au lieu-dit Haut-Lieu) que les terrains dinantiens affleurent le mieux.

Les formations étudiées, d'âge viséen, appartiennent au Moliniacien (Formations de Godin, Terwagne et Neffe) et à la base du Livien (Formation de Lives *pro parte*, fig. 2). La nomenclature adoptée est celle de la charte bio- et lithostratigraphique publiée par Paproth *et al.*, (1983). Faisant suite à la Formation de Grives, tournaïsiennne et

partiellement viséenne, les premiers niveaux viséens d'Avesnes sont représentés par des carbonates de plate-forme continentale peu profonde. Ces quatre formations a priori diachrones sont les suivantes :

— la Formation de Godin (V1a), 69 m, est un ensemble de calcaires oolithiques de barrière très purs à la base du Viséen ;

— la Formation de Terwagne (V1b), 92 m, contraste avec la précédente; elle est représentée par une alternance de calcaires et de dolomies. De nombreux faciès présentent des preuves d'émersions temporaires ;

— la Formation de Neffe (52 m), à nouveau oolithique, est couronnée par le Banc d'Or de Bachant (Gosselet, 1888) qui correspondrait à une cinérite (Delcambre, 1989);

— la Formation de Lives, partiellement représentée, est rythmique et calcaire, parfois dolomitique.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, UFR des Sciences de la Terre, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ cedex
Note présentée le 7 Décembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Novembre 1991.

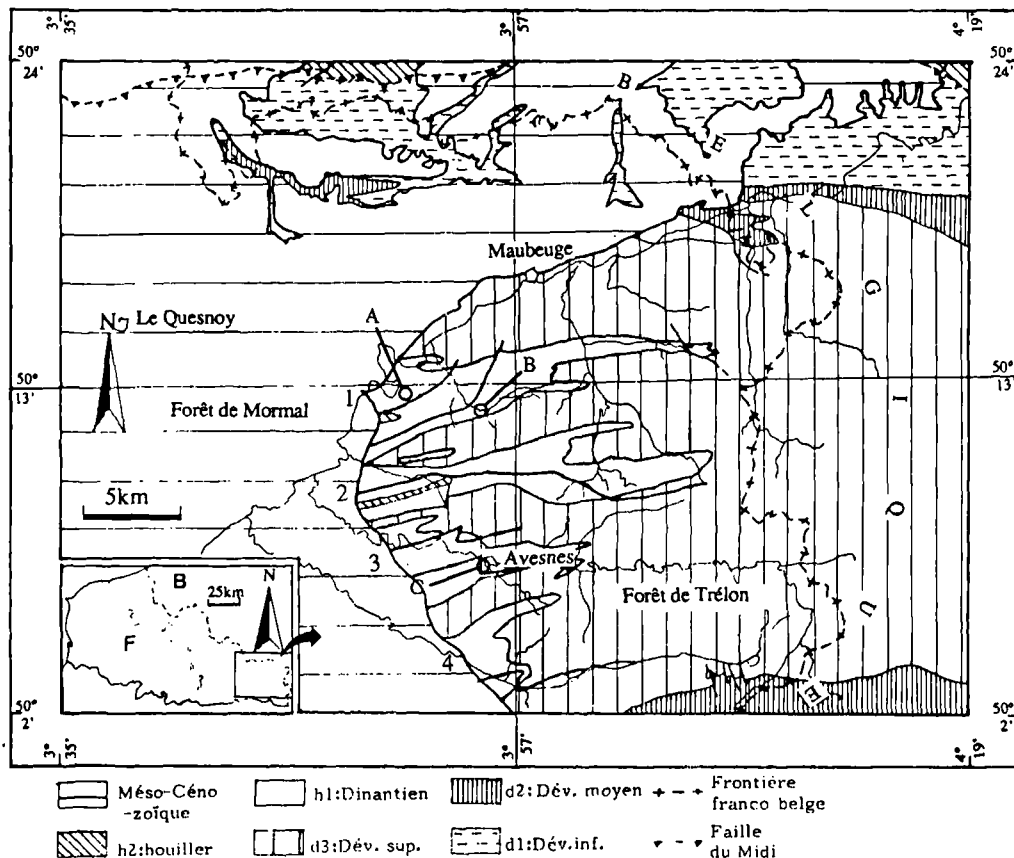


Fig. 1. — Localisation géographique et géologique des carrières étudiées. (d'après Khatir et al, 1989).

A : Bachant; B : Limont-Fontaine; C : Godin (Avesnes); 1 : synclinorium de Bachant; 2 : synclinorium de Taisnières; 3 : synclinorium d'Avesnes; 4 : synclinorium d'Etrœungt;

Fig. 1. — Geographic location and geological map of the studied quarries. (after Khatir et al, 1989). See abbreviations in the french legend.

II. — ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.

L'étude des carbonates est menée essentiellement grâce à l'observation de lames minces et de sections polies. Le Moliniacien (Viséen inférieur et partie inférieure du Viséen moyen) est étudié dans les carrières Bocaht à Avesnes, alors que la Formation de Lives est étudiée à Avesnes, Limont-Fontaine et Bachant.

1) La Formation de Godin.

Cette formation (a, fig. 3), massive et monotone, est dominée par les grainstones oolithiques à stratifications entrecroisées. Il est possible, sur le terrain, de définir des niveaux aux contenus faunistiques différents. La base dolomitique (20-30 % de $MgCa(CO_3)_2$; Mansy et al, 1989), très riche en entroques et en gros Brachiopodes (*Levitusia humerosa*), évolue progressivement vers des calcaires purs dans lesquels la macrofaune est plus rare. Celle-ci réapparaît abondamment vers le sommet de la formation. Dans la carrière n°3 des établissements Bocaht à Avesnes, deux niveaux de brèche synsédimentaire monogénique viennent rompre la monotonie de la série. Elles ne peuvent cependant pas servir de repère stratigraphique car elles sont très localisées. En effet, elles n'ont pas été observées dans une excavation voisine de 300 m (carrière n° 2).

Les oolithes, dont le diamètre varie de 0,3 à 1,2 mm, présentent souvent un nucleus constitué par un foraminifère et un cortex micritisé effaçant la structure concentrique originelle. Cette formation est marquée par des figures d'entrecroisements des litages dus à des courants de houle et/ou de marée, ainsi que par des cimentations précoces à l'origine d'agrégats, resédimentés au sein des oolithes.

Le milieu de sédimentation, qui semble avoir été constant pendant toute la période correspondant à la Formation de Godin, est un milieu de barrière littorale isolant du large (au Sud) une zone interne confinée (faciès des Calcaires Noirs de Bachant, au Nord). Des faciès comparables, au même contenu faunistique, s'étendent du Synclinorium d'Etrœungt au Sud (à 8 km) jusqu'à celui de Taisnières au Nord (à 6 km). Si l'on déplie la structure, ceci correspond à une structure de 20 km au minimum.

La Formation de Godin, monotone, si l'on excepte les deux niveaux de brèches, semble correspondre à un milieu de sédimentation relativement constant qui correspond à une plate-forme carbonatée oolithique de grande taille.

2) La Formation de Terwagne.

La Formation de Terwagne (b, fig. 3) à Avesnes est un ensemble dans lequel on peut observer un très grand nombre de figures sédimentaires caractéristiques du milieu intertidal.

SÉRIE	ETAGES	ZONES MICROPAL.		LITHOSTRATIGRAPHIE		BELGIQUE avcl.	CARTE GEOL.	ZONES BRACHIOPODES (vectores)
				SYNCLINAUX SUD	SYNCLINAUX NORD			
VISEEN	WARRANTIEN inf.	δ	<i>Gnathodus bilineatus</i>	?	SCH.,PHT. DE LA QUEUE NOIR-JEAN	V3c	h2b2	<i>Latiproductus latissimus</i>
		a	<i>Mesognathus prebechmanni-bechmanni</i>		CALCAIRES DE ST-HILAIRE ET DE ST-REMY-CHAUSSEE	V3b		<i>Gigantoproductus giganteus</i>
	LIVIEN			?	CALCAIRE DE LIMONT	V3a		<i>Fluctuaria undata</i>
	MOLINIACIEN	δ		FORMATION DE LIVES*		V2b	h2b1	"Productus cora"
		a		BANC D'OR		V2a		
				FORMATION DE NEFFE*				
TOURNAISIEN	IVORIEN	δ	<i>Scalogn. anchiella</i>		FORMATION DE TERWAGNE*		h2a	<i>Daviesiella llangollensis</i>
		a	<i>Sialonodella</i>		FORMATION DU GRIMOUR			
	HASTARIEN	γ			FORMATION DE GODIN	Fm. DE MOLIGNEE* ("CALC. NOIR DE BACHANT")	V1b	<i>Levitusia sublaevis</i>
		β		FORMATION DU GRIVES	FACIES DE LEFFE*	V1a	<i>Dalopinea comoides</i>	
		α		FACIES DU CAMP DE CESAR	FACIES DE LEFFE*	Tn3	<i>Spirifer (?) subclinctus</i>	
				FACIES DU BAYARD*	FACIES DU BAYARD*	Tn3	<i>Spirifer (?) konicki</i>	
DEV. SUP.	STRUNIEN	γ			CALCAIRE DE LANDELIES* ("PETIT-GRANIT D'AV. ET DE MARBAIX")	Tn2c	h1b	<i>Unispirifer pr. tornacensis</i>
		β			Fm. DU PONT D'ARCOLE*	Tn2b		
		α			Fm. D'AVESNELLES A <i>Sp. peracuta</i> *)	Tn2a		
	FASTRUNIEN	α			Fm. D'AVESNELLES ("CALC. NOIR D'AVESNELLES")	Tn1b	<i>Spinocerinites nigra</i>	
				FORMATION D'ETROEUNGT		Tn1a	h1a	
				FORMATION DE L'EPNETTE		Fa2d	d6b	

Fig. 2. — Stratigraphie du Dinantien de l'Avesnois (d'après Mansy et al, 1989).

Fig. 2.— Dinantian stratigraphy in Avesnois (after Mansy et al, 1989).

Ceci est notamment marqué par l'abondance des fenestreae le plus souvent de type irrégulier (Grover et Read, 1978). Comptées sur des surfaces polies de 20 à 50 cm², certains échantillons en renferment parfois jusque 13 par cm². Ces fenestreae sont généralement soulignées par un remplissage géotrope. Les autres figures intertidales correspondent à des ravinnements d'ampleur centimétrique à pluridécimétrique, des terriers et des bioturbations, des tapis stromatolithiques, des micrites affectées par de nombreuses fentes de dessiccation et des oolithes brisées, signe de fréquentes émerSIONS.

Sur le terrain, la sédimentation semble rythmique et marquée par le passage progressif d'un milieu assez agité aux faciès grainstone à packstone vers un milieu de très basse énergie caractérisée par l'abondance des mudstones. On dénombre une dizaine de séquences. Chaque séquence régressive, séparée de la suivante par un contact ravinant, traduit le passage d'un milieu subtidal à un milieu intertidal protégé. Deux influences s'opposent donc : celle d'un milieu marin ouvert aux influences du large, donnant naissance aux oolithes et aux biosparites, à la base des séquences et celle d'un milieu très protégé au sommet. La séquence type ressemble à celle décrite par Hoyez (1970 et 1971) dans les calcaires viséens du Boulonnais. Celui-ci interprète l'antagonisme entre la phase inférieure zoogène et la phase supérieure phytogène, par la mise en place d'une barrière oolithique quand la profondeur de la plate-forme est suffisamment faible par suite de son comblement. Dans la Formation de Terwagne, la preuve d'une telle barrière n'est pas observée même si l'on ne connaît pas les équivalents latéraux vers le Sud de cette formation. En effet, les rares

calcaires oolithiques présentent des caractères d'une zone peu agitée : association avec des pellets, stratification plane et phénomènes d'émerSION ayant fait éclater les particules. De plus, les faunes de foraminifères observées à Avesnes, sont les plus riches en genres et en quantité de tout le V1b franco-belge (Conil in Mansy et al., 1989). Cette abondance traduit un milieu de plate-forme ouverte et non un milieu confiné ou semi-confiné. Ceci est confirmé par la rareté des assemblages monospécifiques comme on peut les observer dans la Formation de Lives et par l'absence d'observation de minéraux évaporitiques alors que l'on en retrouve à la même époque en d'autres endroits du bassin (anhydrite à St Ghislain, 25 km plus au Nord, Rouchy et al., 1984).

En fait, l'alternance de dépôts de faible et de forte énergie peut être expliquée par une vaste étendue plane jouant le rôle de brise-lames et sur laquelle oscillerait le niveau marin.

3) La Formation de Neffe.

Cette formation (c, fig. 3), à nouveau oolithique, est beaucoup plus variée que celle de Godin. Sur le terrain, elle se divise en trois ensembles formés de bancs parallèles bien individualisés dont la puissance varie entre 8 et 10 mètres. En leur sein, la stratification est entrecroisée.

A Avesnes, le premier ensemble (Neffe 1 : 11 m) est dominé par les wackestones. Les éléments figurés associés aux oolithes sont nombreux : pellets, coquilles plus ou moins brisées, entroques. Certains niveaux remarquables

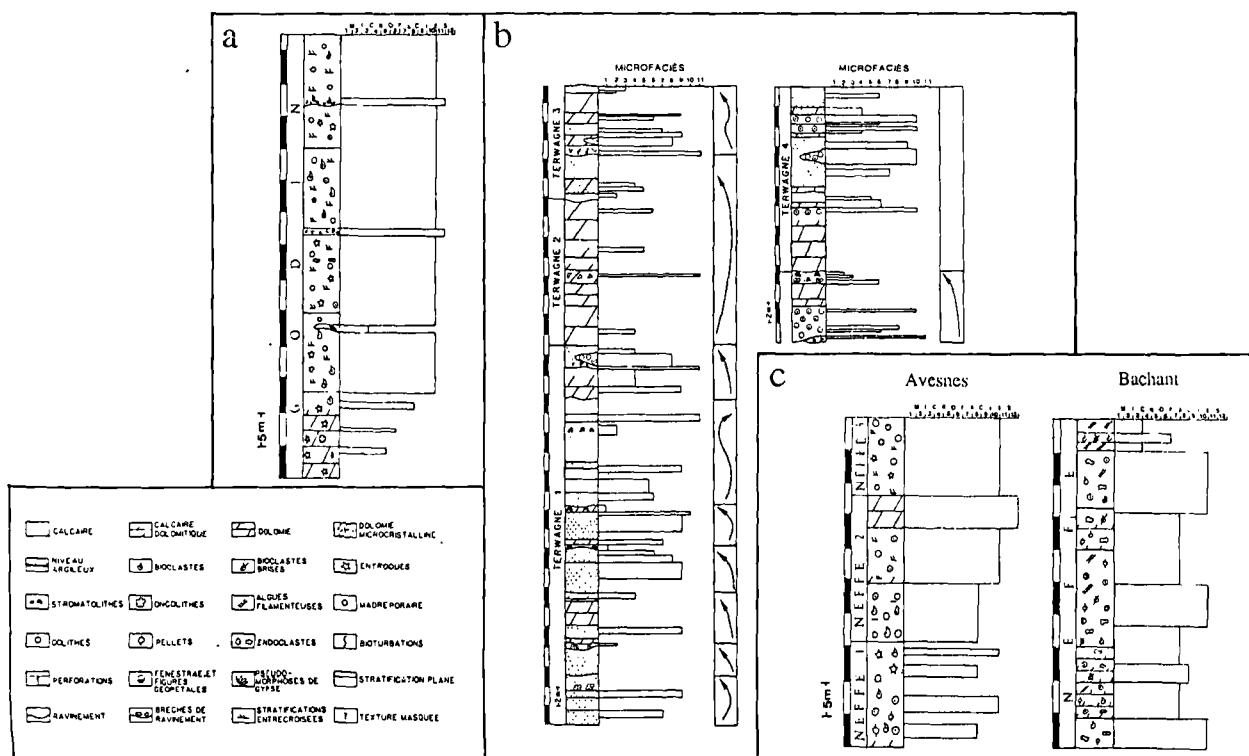


Fig. 3. — Coupes lithologiques :
 a - Formation de Godin (Avesnes); b - Formation de Terwagne (Avesnes);
 c - Formation de Neffe : à Avesnes (à gauche); à Bachant (à droite).

Fig. 3. — Lithologic logs :
 a - Godin Formation (Avesnes); b - Terwagne Formation (Avesnes);
 c - Neffe Formation : Avesnes (left); Bachant (right).

renferment de nombreuses coquilles de *Straparollus* (Gastéropode de grande taille). Le second ensemble (Neffe 2 : 23 m) est calcaire ou dolomitique et les packstones sont les plus fréquents. Assez monotone et complètement oolithique, cet ensemble montre plusieurs épisodes à lumachelles de *Chonetes papillonacea* pouvant être interprétés comme la marque d'un environnement plus abrité car les coquilles sont généralement intactes malgré leur structure délicate. Le troisième ensemble (Neffe 3 : 18 m) est marqué par une ouverture du milieu. Ce passage est caractérisé par l'apparition d'entroques, d'une faune variée et abondante de foraminifères et, au sommet de la formation, de coraux. Les grainstones et les stratifications obliques et entrecroisées sont bien développées. C'est surtout le microfaciès mF10 qui a été observé. Ceci correspond à la mise en place définitive de la barrière oolithique.

Une étude de la Formation de Neffe est en cours à Bachant (carrière Malakoff). Cette formation y affleure sur environ 50 m. Elle est formée de calcaire massif dans lequel peu de limites de banc sont visibles. Elle est composée du bas vers le haut :

- d'un calcaire à intraclastes, bioclastes et débris algaires (4,50 m);
- d'un calcaire dolomitique à intraclastes, bioclastes et oolites (11 m);
- d'un calcaire massif à intraclastes, bioclastes, débris algaires, oolites et madréporaires (15 m);
- d'un calcaire dolomitique à intraclastes et bioclastes (6 m);

- d'un calcaire massif gris à intraclastes, débris algaires, bioclastes et oolites (9 m);
- d'une alternance de calcaires algaires et de calcaires bioclastiques (4,50 m).

À Bachant, la limite entre les Formations de Neffe et de Terwagne n'est pas visible. Les premières observations montrent une grande similitude de sédimentation entre Avesnes et Bachant. Cependant, les calcaires de Neffe, à Bachant, sont moins riches en oolites que ceux observés à Avesnes et présentent des faciès bioclastiques et algaires dans les derniers mètres.

L'évolution de la formation correspond donc à la mise en place d'une barrière oolithique qui va prendre une ampleur de plus en plus grande. Ceci est marqué par le passage vers des faciès de plus en plus grossiers. La présence, au sommet du premier ensemble, de nombreux débris d'encrines témoigne d'un milieu ouvert aux influences du large. Cette apparition est accompagnée par la disparition des pellets et marque l'installation de la barrière oolithique aux dépens d'une zone plus abritée. Le troisième ensemble représente le stade ultime de la mise en place de la barrière oolithique.

4) Le Banc d'Or de Bachant

a) Description

C'est à Bachant qu'il a été défini par Gosselet en 1888 et, ici, c'est uniquement dans sa localité-type qu'il a été

étudié. Nous ne ferons part que de quelques observations préliminaires. Dans la carrière de l'Horipette, il atteint une épaisseur de 2,6 m à la base du front de taille et 1,2 m environ au sommet. Sa limite inférieure est marquée par un niveau argileux considéré comme une cinérite et sa limite supérieure est irrégulière. A l'affleurement, il se débite en blocs pouvant atteindre 1 m de long. Ceux-ci sont recouverts d'un enduit argileux rouge à jaune.

Une étude microscopique a été entreprise afin de mieux cerner l'évolution des microfaciès. On trouve une alternance de :

— micrite avec des traces de pseudomorphoses d'évaporites;

— lamines stromatolithiques avec de nombreuses fentes de dessiccation;

— nodules calcaires renfermant parfois des pseudomorphoses de gypse et pouvant être entourés de fibres de quartz. Elles pourraient être dues à une silicification d'argiles originelles (F. Arbey, comm. pers.).

b) *Interprétation*

Tous les faciès décrits ci-dessus sont caractéristiques d'une sédimentation en milieu intertidal à supratidal, sous un climat très chaud. Les nodules observés rappellent ceux décrits par Brewer et Sleeman (1964). Il s'agirait donc d'un paléosol calcaire. Nous avons observé au moins deux niveaux à nodules dont un au sommet de ce banc. Ce dernier a ensuite été karstifié (débit en blocs et limite supérieure irrégulière). L'enduit argileux de chaque bloc peut trouver son origine dans une argile qui aurait recouvert la surface et qui se serait infiltrée entre les blocs. Le niveau argileux cinéritique aurait alors joué le rôle de film imperméable, empêchant la karstification de progresser plus profondément et stoppant l'infiltration de l'argile supérieure.

5) La formation de Lives à Avesnes, à Bachant et à Limont-Fontaine.

La Formation de Lives affleure à Avesnes dans les carrières précédemment citées, à Bachant dans la carrière de l'Horipette et à Limont-Fontaine dans la carrière CBS (Carrières du Bassin de la Sambre).

A Godin, elle se développe sur 28 m; elle débute par le banc d'Or de Bachant épais de 7 cm et se termine par faille dans les niveaux de dolomie blanche (a, fig. 4). A Bachant, elle a été échantillonnée sur 53 m environ; le Banc d'Or a une épaisseur variant entre 2,1 et 2,6 m. A Limont-Fontaine, elle affleure au cœur du synclinal.

L'étude des lames minces a permis de définir 12 microfaciès différents. Onze d'entre eux ont une signification sédimentologique; le microfaciès 12 (mF12) représente les calcaires recristallisés ou les dolomies microcristallines. La succession de ces onze microfaciès permet de définir une séquence standard (fig. 5) comparable à celle déjà décrite pour les calcaires Viséens du Boulonnais (Hoyez, 1971). La figure 5 est une représentation de cette séquence. La succession des microfaciès a été définie d'après les observations faites sur le terrain et en lames minces. Comme dans le Boulonnais, on distingue deux phases majeures :

— une phase inférieure à dominante bioclastique (mF10 à 4);

— une phase supérieure à dominante algaire (mF3 à 1).

Les microfaciès oolithiques (mF8 et mF10) sont rares. Le microfaciès mF8 caractérise un milieu de moyenne énergie (oolithes de type α ou vraies) alors que mF10 correspond à un milieu de forte énergie (oolithes de type α et bahamites, présence de nombreux bioclastes associés). Le microfaciès 11 représente une brèche intraformationnelle dont les éléments micritiques sont cimentés par de la sparite, il s'agit d'un tapis stromatolithique détruit ou de copeaux d'une boue micritique desséchée. C'est un faciès de milieu infratidal à forte énergie. Un autre type de brèche existe localement : c'est une brèche polygénique, cimentée par de la micrite. Elle pourrait correspondre à de petits effondrements de bords de chenaux.

La base de la séquence se marque parfois par un ravinement. Mais celui-ci est peu visible à l'affleurement ; on l'observe de temps en temps en lame mince. Enfin, à l'affleurement, les deux phases ne présentent aucune différence de couleur, ce qui rend leur identification difficile sur le terrain.

Cette séquence standard traduit le passage d'un milieu infratidal à un milieu supratidal. La séquence standard de la Formation de Lives est une séquence positive (Elf Aquitaine, 1977) et régressive. A la seule vue des logs lithologiques (fig. 4), il apparaît quelques ressemblances. A Avesnes comme à Bachant, la Formation de Lives présente un caractère rythmique net répondant à la même séquence standard. Les épaisseurs de chaque séquence, d'ordre métrique à plurimétrique, sont comparables.

Au V2b, la sédimentation est rythmique et l'on passe d'un milieu marin ouvert (base de la séquence, mF11 à 7) à un milieu confiné (mF2 et 1). Une barrière ou un seuil isolaient périodiquement une partie du bassin, permettant ainsi la formation de vastes lagunes très planes dans lesquelles se développent une faune peu variée et des tapis algaires.

III. — ETUDE DE LA DIAGENÈSE DES CARBONATES.

Afin de mieux étudier les phénomènes diagénétiques, chaque échantillon a fait l'objet :

- d'une coloration à l'Alizarine-Red S et au ferricyanure de potassium pour mettre en évidence, respectivement, les phénomènes de dolomitisation et la présence de FeCO_3 ;

- d'une dolomimétrie, pour quantifier la présence de dolomite;

- d'observation en cathodoluminescence afin de classer les événements diagénétiques dans un ordre chronologique.

1) Diagenèse synsédimentaire ou figure d'éogénèse.

Les faciès diagénétiques précoces sont issus de processus contemporains de la sédimentation, ils caractérisent l'éogénèse (Choquette et Pray, 1970). Il s'agit de figures de ravinement, de terriers dans des surfaces durcies et parfois bréchifiées. Cette diagenèse peut également être présente sous forme de ciment microstalagmitique ou fibreux, de remplissages géotropes dans les pores (tels que les fenestrae) de la roche.

Dans de nombreux échantillons, la diagenèse s'est manifestée sous la forme de minéraux évaporitiques.

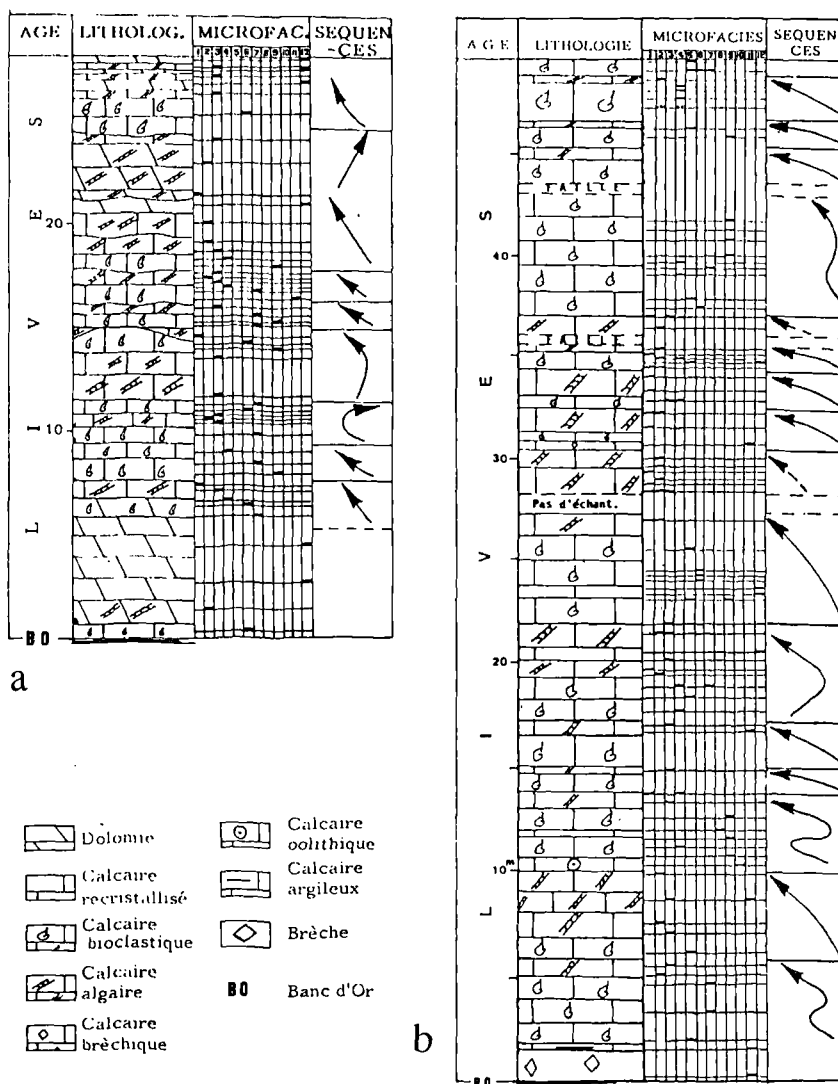


Fig. 4. — Coupe lithologique de la Formation de Lives
a : Avesnes; b : Bachant.

Fig. 4. — Lives Formation lithologic log. See abbreviations in the french legend.

2) Les pseudomorphoses de minéraux évaporitiques.

Les deux types de minéraux évaporitiques observés sont le gypse et l'anhydrite. Ils sont toujours remplacés par de la calcite, de la dolomite et/ou du quartz.

Le gypse se présente sous deux habitus différents :

- cristaux aciculaires, semblant associé à de la dolomite de diagenèse précoce. Cette forme de gypse est typique dans les sabkhas se développant sous des climats chauds et arides.

- plages aux contours géométriques correspondant à de grands cristaux isolés ou groupés.

L'anhydrite est caractérisée par les formes suivantes :

- lattes;
- plages en domino;
- nodules.

Ce minéral a été pseudomorphosé par de la calcite et/ou du quartz. Les relations géométriques entre les minéraux de

remplacement montrent que l'anhydrite a pu être remplacé par du quartz puis de la calcite.

3) La dolomite.

La dolomite est quantitativement le minéral essentiel de la diagenèse carbonatée dans l'Avesnois. Elle est présente sous diverses formes et peut parfois, remplacer totalement un calcaire, masquant ainsi le faciès sédimentaire originel.

Les différents habitus observés de la dolomite sont les suivants :

- ciment de nombreuses fenestras;
- rhomboèdres zonés de calcite;
- dolosparite entre les oolithes et les fossiles;
- rhomboèdres isolés sales et translucides;
- dolomicrosparite ou dolosparite dans les plages microsparitiques ou sparitiques qui remplacent le gypse ou l'anhydrite.

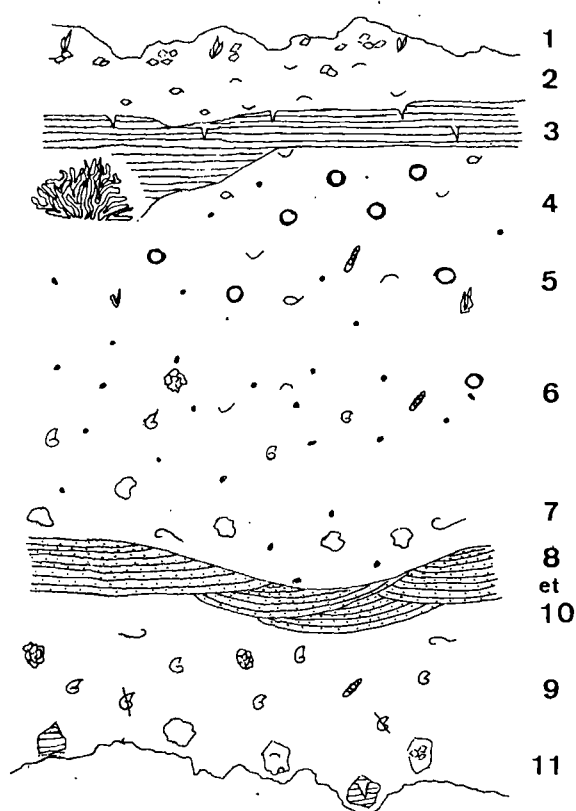


Fig. 5. — Représentation théorique de la séquence standard.
 1 : micrite (+ évaporites); 2 : micrite à ostracodes; 3 : lamines stromatolithiques, algues filamenteuses et buissonnantes; 4 : biomicrite sans débris algaires, débris algaires; 5 : biomicrite avec débris algaires; 6 : pelmicrite; 7 : intraspélite avec débris de coquilles; 8 et 10 : oosparite; 9 : biosparite (brachiopodes, foraminifères, échinodermes, ...); 11 : brèche

Fig. 5. — Standard sequence theoretic representation.

L'étude de la dolomite par la cathodoluminescence a permis de distinguer trois phases de dolomitisation que nous verrons ultérieurement.

Cette dolomite a ensuite subi une dédolomitisation (lorsque les séries sont remises à l'affleurement) conduisant à une dissolution totale ou partielle et à un remplacement total ou partiel par la calcite (Evamy, 1967). La dissolution peut être totale sans cimentation de calcite. On observe alors des fantômes de rhomboèdres de dolomite. Parfois, elle est suivie d'une cimentation des vides rhomboédriques par de la calcite, qui est d'abord périphérique (liseré orange vif CL⁽¹⁾) puis une calcite sparitique remplit le vide restant (orange CL à brun orange CL).

4) Diagenèse des formations.

Ces différents faciès diagenétiques ont été observés dans les carbonates viséens, excepté dans ceux de la Formation de Godin.

(1) CL : couleur observée en cathodoluminescence.

a) Formation de Terwagne.

La diagenèse semble avoir été très précoce, on observe en effet de nombreuses figures de ravinement et des terriers sur des surfaces durcies, parfois bréchifiées. Elle est également marquée par des phénomènes importants de dolomitisation qui posent des problèmes pour les reconstitutions et les comparaisons de cycles avec d'autres sites français ou belges.

L'étude de la dolomitisation nous apporte cependant bon nombre d'indices concernant les paléoenvironnements. Le minéral dolomite se trouve dans plusieurs figures diagenétiques précoces.

Les rhomboèdres zonés de calcite, observés en cathodoluminescence, semblent avoir été formés dans une zone de balancement de nappes phréatiques marines et continentales. De plus, ce minéral est le plus souvent, mais de manière non-systématique, concentré dans les zones immédiatement sous les contacts ravinants et les surfaces durcies.

La dolomite est donc le principal faciès diagenétique de la zone intertidale. Sa formation est favorisée par de fréquentes émergences ainsi que par l'existence d'une importante nappe d'eau douce sans doute due à un climat à saisons contrastées.

b) Formation de Neffe.

Dans cette formation, la dolomitisation semble avoir une origine plus tardive que pour la Formation de Terwagne; en effet, la teneur en dolomite est toujours proche de 10 % sauf dans la partie supérieure. Ceci, ainsi que les observations microscopiques, évoque une dolomitisation en masse de cette formation, les 20 derniers mètres très purs en CaCO₃ ont ensuite subi une dédolomitisation totale attestée actuellement par les fantômes des rhomboèdres de dolomite déjà visibles à la loupe sur le terrain.

c) Formation de Lives.

Les formes de quartz (dont une étude plus précise est en cours) et de calcite rencontrées dans la Formation de Lives à Bachant et à Avesnes montrent l'importance des minéraux évaporitiques. Ceci confirme les observations faites dans d'autres régions à l'affleurement (Boulonnais, Bassin de la Vesdres, Rouchy *et al.*, 1984). Les formations évaporitiques, mises en évidence tant à l'affleurement qu'en sondage, dans le Bassin de Namur, dans le Massif de la Vesdre, dans la nappe de Dinant (Rouchy, 1986; Rouchy *et al.*, 1986; Rouchy *et al.*, 1986; Laumondais *et al.*, 1984, Jacobs *et al.*, 1982; Swennen *et al.*, 1981; Swennen *et al.*, 1986), sont donc présentes sous diverses formes dans l'Avesnois.

Dans la Formation de Lives, la dolomitisation est locale et trois phases ont été distinguées (Trentesaux, 1989).

La première phase de dolomitisation rouge foncé CL (P1) est associée au gypse. Elle est visible à Avesnes et à Bachant. La deuxième, P2, rose très foncé CL et rose foncé CL, concerne la matrice et les fenestres (observée à Avesnes et à Limont-Fontaine). Enfin, il existe à Avesnes uniquement une phase de remplacement du gypse par la dolomite qui apparaît en noir CL, P3.

Ensuite, la dolomite a subi une dissolution totale ou partielle puis est remplacée totalement ou partiellement par

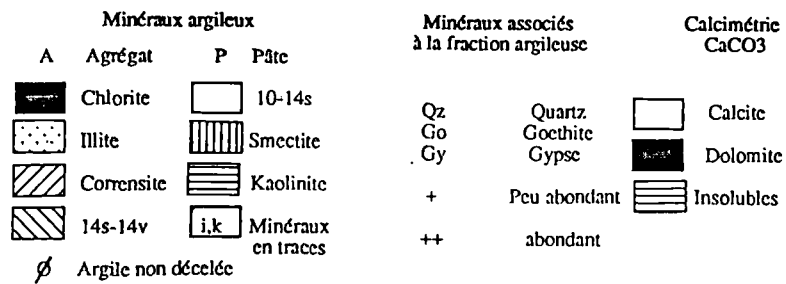
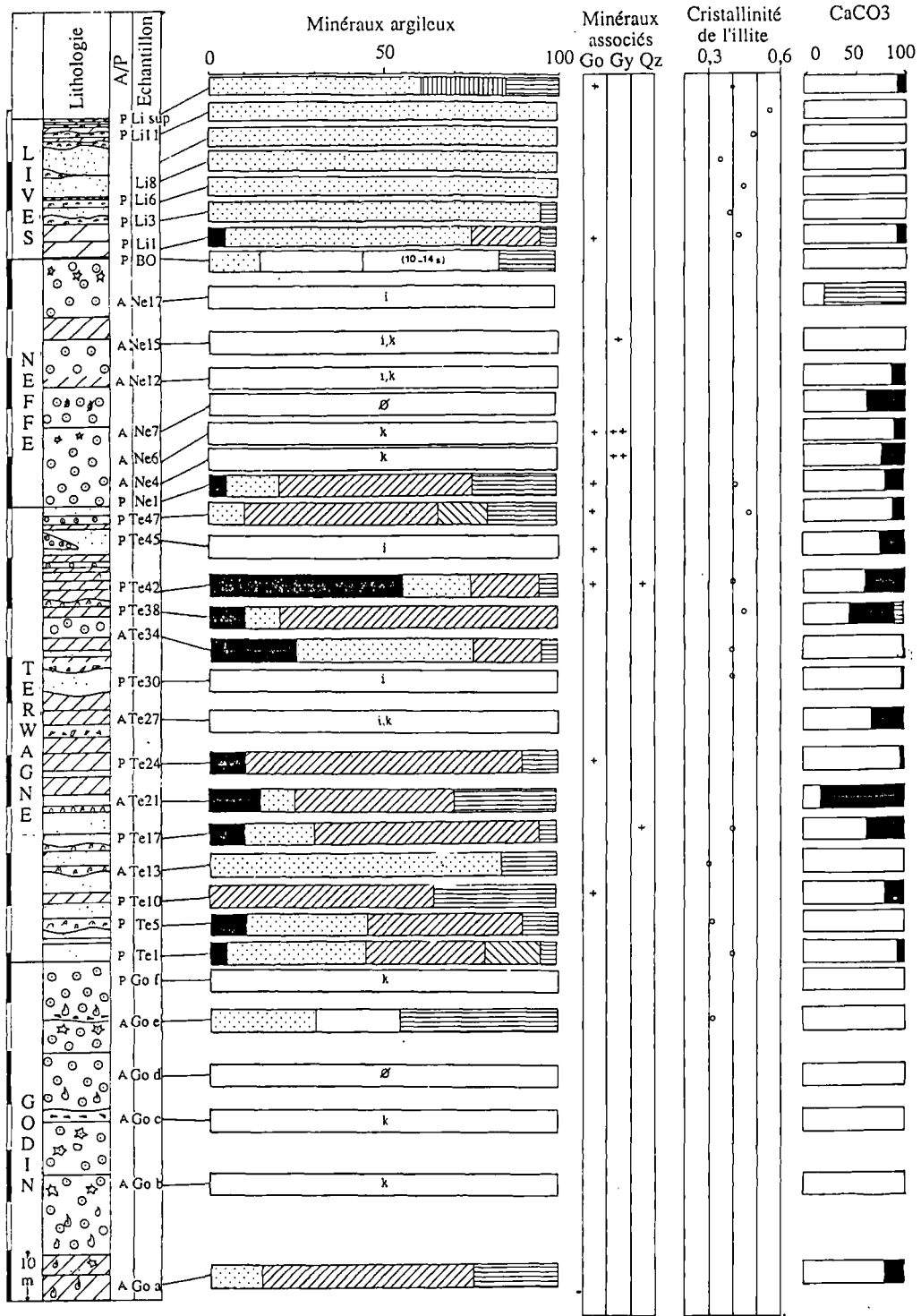


Fig. 6. — Minéralogie de la fraction argileuse à Avesnes (Trentesaux, 1989)

Fig. 6. — Clay mineralogy at Avesnes (Trentesaux, 1989).

la calcite. Ceci se traduit respectivement par des rhomboèdres de couleur orange CL ou par un fin liseré orange vif CL en périphérie des rhomboèdres de dolomite.

L'étude de la dolomitisation dans ces trois sites met donc en évidence plusieurs phases de dolomitisation et une dédolomitisation faible (liseré orange CL), qui est généralisée, ou importante (orange CL à brun-orange CL). La dolomite de la Formation de Lives, aux vues des données sédimentologiques, est probablement une dolomite de sabkha, c'est-à-dire qu'elle a pour origine une saumure surconcentrée en magnésium. En effet, les lagunes (voir 5, § II) sont régulièrement envahies par l'eau de mer et la circulation de saumures d'origine marine permet la précipitation de gypse et de dolomite. Le milieu de sédimentation mis en évidence se rapproche de celui des sabkhas actuels du Golfe Persique (Purser, 1983), avec un habitus un peu différent des évaporites. L'arrière-pays de cette vaste plate-forme carbonatée devait être très plat (absence de quartz détritique).

IV. — ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE.

La minéralogie de la fraction argileuse n'est étudiée qu'à Avesnes (fig. 6). Sur l'ensemble de la coupe, les teneurs en minéraux argileux sont très faibles et malgré des quantités importantes de calcaire traité, les Formations oolithiques de Godin et Neffe n'ont pas donné de bons résultats. Les deux formations renferment essentiellement de la kaolinite et de l'illite. Les minéraux associés sont très peu abondants. Il s'agit de la goëthite et du quartz, mais des observations en lame mince montrent que ce dernier est présent sous forme de baguettes automorphes. Il n'est donc pas détritique. Le gypse présent uniquement dans la Formation de Neffe n'est pas visible en lame mince et a été interprété comme secondaire.

1) Formation de Terwagne.

Dans la Formation de Terwagne, le cortège argileux est relativement varié; il comprend par ordre d'abondance des interstratifiés réguliers tels que la corrensité (chlorite-smectite), de l'illite, de la chlorite, de la kaolinite et des interstratifiés irréguliers (smectite-vermiculite et illite-smectite).

La corrensité a bénéficié d'études plus approfondies. La méthode de Tomita et Takahashi (1985) nous permet d'estimer le pourcentage relatif de smectite et de chlorite dans l'interstratifié à partir de la position des raies (002), vers 14,8 Å et (004), vers 7,3 Å sur l'essai traité au glycol et d'estimer la régularité des interstratifiés. Il ressort de cette étude que la corrensité est très régulière et que la teneur en feuillets chloritiques varie entre 65 et 90 %. Ces variations sont à mettre en parallèle avec les teneurs en chlorite des assemblages contenant de la corrensité (fig. 7). On note alors que dans les échantillons les plus riches en chlorite (25 % dans Te 34), on a la plus forte teneur en feuillets chloritiques dans la corrensité (90 %) et que dans le moins riche en chlorite (0 % dans Te 10), les corrensités ne possèdent que 65 % de feuillets chloritiques. Ceci évoque bien le passage du minéral smectite vers la chlorite par l'intermédiaire de la corrensité. Ces deux derniers minéraux n'ont donc pas une origine totalement détritique mais résultent essentiellement de phénomènes diagénétiques. Si une grande partie de la corrensité est

considérée comme issue de minéraux smectitiques, la composition originelle (essentiellement smectite, illite et kaolinite avec une faible teneur en chlorite et divers interstratifiés) peut évoquer la présence de sols à proximité. Ceci appuie les observations sédimentologiques et diagénétiques étudiées précédemment.

2) Formation de Lives.

La Formation de Lives débute par le Banc d'Or de Bachant dont la fraction argileuse renferme essentiellement un interstratifié (illite / smectite), caractérisé par une raie intense à 9,5 Å, qui comprend environ 80 % de feuillets illitiques et 20 % de feuillets smectitiques.

Ce niveau, réduit à 7 cm à Avesnes correspondant uniquement à la partie cinéritique du Banc d'Or (Delcambre *in* Mansy *et al.*, 1989) possède un cortège argileux différent de celui du Boulonnais mais aussi des différents affleurements de Belgique (B. Delcambre et A. Anceau, correspondance manuscrite avec B. Delcambre, 1989).

Dans les premiers mètres des carbonates viséens, on rencontre, en ordre décroissant de la chlorite, corrensité et kaolinite puis uniquement de l'illite. A Avesnes, la présence de smectite au sommet de la Formation de Lives est sans doute d'origine secondaire car sa présence ne s'accorde pas avec les assemblages sous-jacents.

Pour expliquer les teneurs très importantes en illite dans la Formation de Lives à Avesnes, plusieurs origines peuvent être proposées. L'origine détritique de l'ensemble de l'illite ne semble pas possible car il n'y a ni chlorite, ni quartz détritique associé; de plus, les résultats de l'analyse sédimentologiques suggère un arrière-pays aux faibles reliefs. De même, un phénomène de sédimentation différentielle ne peut pas expliquer à lui seul de telles teneurs en illite. Il faut donc trouver à cette argile une origine diagénétique. Des critères chimiques (présence de Mg dans la dolomie) et minéralogiques (kaolinite dans les niveaux sous-jacents) indiquent que la diagenèse ne suffit pas à expliquer 100 % d'illite. Il est donc possible d'envisager une origine authigénique de l'illite. Celle-ci a été évoquée par Deconinck (1987) et Deconinck et Strasser (1987) dans les interlits de marnes vertes purbeckiennes du Jura et du Dorset. Cette hypothèse qui nécessite un confinement dans des milieux de type évaporatoire en contact fréquent avec des eaux marines s'accorde bien avec les conditions de dépôt de la Formation de Lives.

V. — CONCLUSIONS.

La comparaison des données fournies par l'étude des carbonates et des minéraux argileux nous permet de préciser l'environnement paléogéographique de la zone d'Avesnes pendant le Viséen (et de Bachant au Livien inférieur) et les phénomènes diagénétiques survenus depuis le dépôt.

La région d'Avesnes peut être considérée comme une partie d'une vaste plate-forme carbonatée, isolée de toute influence continentale, sous un climat tropical devenant de plus en plus sec. A la fin du V1a (Formation de Godin), suite au comblement local du bassin, la barrière oolithique est remplacée (Formation de Terwagne) par un estran plat situé à proximité d'îles au relief peu accusé. La sédimentation

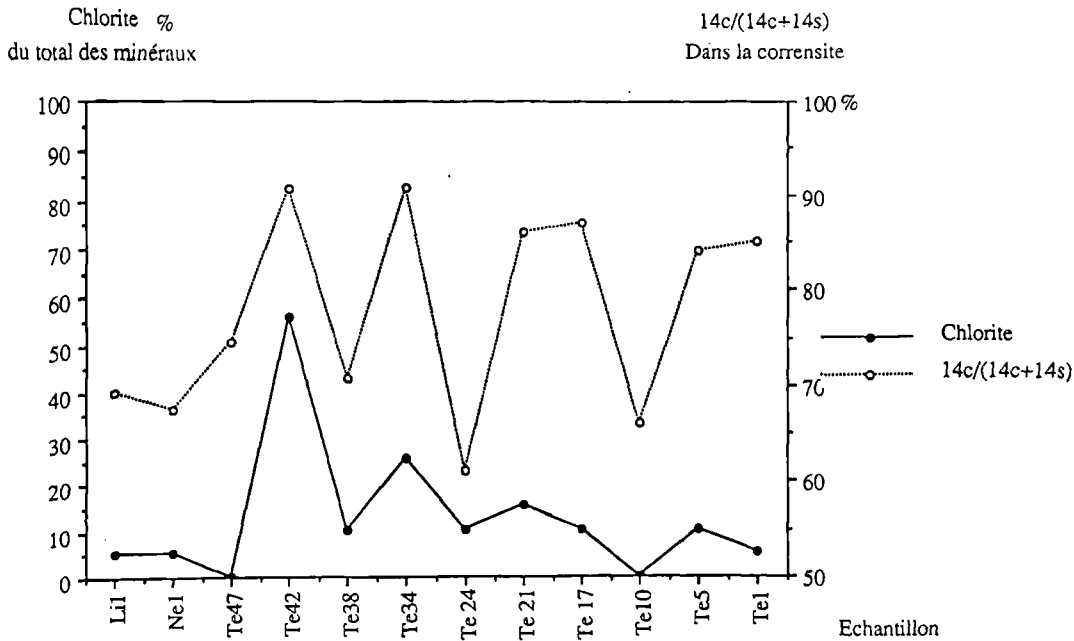


Fig. 7. — Variations comparées entre les teneurs en feuillets chloritiques dans la corrensite et les teneurs en chlorite dans la fraction argileuse. Les variations parallèles de ces deux pourcentages indiquent que la corrensite est une forme de passage entre la smectite et la chlorite qui est donc en grande partie diagenétique et non détritique. Coupe d' Avesnes.

Fig. 7. — Comparative variations between the percentage of chlorite layers in the corrensite and the percentage of chlorite in the clay fraction. The parallels variations of these two percentages show that the corrensite is a transition form between smectite and chlorite. This last mineral is then mostly diagenetic and non detrititic. Avesnes section.

rythmique est conditionnée par les fluctuations du niveau marin. Au V2a (Formation de Neffe), entre Bachant-Limont-Fontaine et Avesnes, l'ensemble de la plate forme est comblée et les faciès oolithiques se retrouvent sur de très grandes étendues. Au V2b (Formation de Lives), la sédimentation est à nouveau rythmique et correspond aux comblements successifs d'un estran sur lequel s'isolent de petites lagunes temporaires soumises à une évaporation intense. La séquence standard est une séquence régressive, marquée par le passage de faciès subtidaux à des faciès intertidaux / supratidaux.

La diagenèse des carbonates est caractérisée par des faciès très précoces qui témoignent d'une cimentation très rapide. Cette cimentation est également marquée par une importante dolomitisation. Les faciès diagenétiques sont en rapport avec la position infratidale à intertidale de la région

durant l'ensemble du Viséen. L'étude de la dolomite montre que l'on peut distinguer trois phases de ce minéral qui est essentiellement présent dans les formations de Terwagne et de Lives.

L'étude de la fraction argileuse de la Formation de Terwagne a mis en évidence un passage graduel de la smectite vers la chlorite par l'intermédiaire de la corrensite. Le Calcaire de Lives contient presque exclusivement de l'illite. Des analyses plus approfondies sont cependant nécessaires pour conclure à une origine diagenétique et authigénique de ce minéral

Remerciements : nous remercions très vivement Mr J.F. Deconinck pour ses remarques et critiques constructives du manuscrit, Mr D. Vachard, toujours disponible pour nous aider dans nos travaux et Mr Ph. Recourt qui est bien plus qu'un collaborateur technique.

BIBLIOGRAPHIE

- BREWER R. et SLEEMAN J.R. (1964). — Glaebules : their definition, classification and interpretation. *Journal of Soil Science*, V. 15, n° 1, p. 66-77.
- CHOQUETTE P.W. et PRAY L.C. (1970). — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 2, p. 207-250.
- DECONINCK J.F. (1987). — Minéraux argileux des faciès purbeckiens : Jura suisse et français, Dorset (Angleterre) et Boulonnais (France). *Ann. Soc. géol. Nord*, CVI, p. 285-297, 8 fig.
- DECONINCK J.F. et STRASSER A. (1987). — Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclog. geol. Helv.*, 80/3, p. 753-772.
- ELF-AQUITAINE (1977). — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétation. *Elf-Aquitaine*, Centre de recherches de Boussens et Pau, 231 p.
- EVAMY B.D. (1967). — Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. *Journal of Sedim. Petrol.*, V. 37, n°4, p. 1204-1215.
- GOSSELET (1888). — L'Ardenne. Mém. Carte Géol. Fr. Baudry Ed. Paris, 881 p.
- GROVER G.-JR. et READ J.F. (1978). — Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, middle Ordovician New Market limestone, southwestern Virginia. *Jour. Sed. Petr.*, Vol. 48, n° 2, p. 453-473. 11 fig.

- HOLTZAPFFEL T. (1985). — Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. géol. Nord*, 12, 136 p.
- HOYEZ B. (1970). — Analyse séquentielle des calcaires viséens du Massif du Haut-Banc. *Thèse 3ème cycle*, Lille, texte ronéo., 174 p., 32 pl.
- HOYEZ B. (1971). — Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielle. *Ann. Soc. géol. Nord*, 91, 2, p. 113-128, 6 fig.
- JACOBS L., SWENNEN R., VAN ORSMAEL J., NOTEBAERT L. et VIAENE W. (1982). — Occurrences of pseudomorphs after evaporitic minerals in the Dinantian carbonate rocks of the eastern part of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, T. 91, fasc. 2, p. 105-123.
- KHATIR A., MANSY J.-L. et MEILLIEZ F. (1989). — Structures et déformations dans l'Allochthone Ardennaise en Avesnois (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CVIII, p. 73-83.
- LAUMONDAIS A., ROUCHY J.-M. et GROESSENS E. (1984). — Importance des formations anhydritiques dinantiennes pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine varisque d'Europe septentrionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 298, série II, n° 9, p. 411-414.
- MANSY J.L., CONIL R., MEILLIEZ F., KHATIR A., DELCAMBRE B., GROESSENS E., LYS M., POTY E., SWENNEN R., TRENTESAUX A. et WEYANT M. (1989). — Nouvelles données stratigraphiques et structurales du Dinantien dans l'Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVIII, 2, p. 125-142.
- PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK CH., DEUZON S., DREESSEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. et R., HISLAIRE O., KAZIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., PO DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VANSTEENWINKEL M. et VIESLET J.L. (1983). — Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium : a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 406, p. 185-239.
- PURSER B.-H. (1983). — Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. 2 : Les domaines de sédimentation carbonatée néritique récents ; application à l'interprétation des calcaires anciens. Technip éd., Paris, 389 p.
- ROUCHY J.M. (1986). — Sédimentologie des formations anhydritiques givétiennes et dinantiennes du segment varisque franco-belge. *Bull. Soc. belge Géol.*, T. 95, fasc. 2 et 3, p. 111-127.
- ROUCHY J.-M., GROESSENS E. et LAUMONDAIS A. (1984). — Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique). Implications paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 93, fasc. 1 et 2, p. 105-145.
- ROUCHY J.M., GROESSENS E. et MONTY Cl. (1986). — Les évaporites pré-permiennes en Europe : aspects sédimentologiques, paléogéographiques et structuraux. *Bull. Soc. belge Géol.*, T. 95, fasc. 2 et 3, p. 75-81.
- SWENNEN R., VIAENE W., JACOBS L., et VAN ORSMAEL (1981). — Occurrence of calcite pseudomorphs after gypsum in the Lower Carboniferous of the Vesder region (Belgium). *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 90, fasc. 3, p. 231-247.
- SWENNEN R. et VIAENE W. (1986). — Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Viséan (Lower Moliniacian of the Verviers synclinorium, E. Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, T. 95, fasc. 2 et 3, p. 89-99.
- TOMITA K. et TAKAHASHI H. (1985). — Curves for the quantification of mica/smectite and chlorite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clay and clay minerals*. Vol. 33, n° 5, p. 379-390.
- TRENTESAUX A. (1989). — Etude sédimentologique du Viséen d'Avesnes-sur-Helpe (Nord-France). *DEA*, Lille, texte ronéo., 50 p.

LE PALEOZOIQUE DE KHEMIS-N'GA : DISCORDANCE DU SILURIEN SUPERIEUR SUR L'ARENIG (REGION DE SAFI, MAROC)

The Paleozoic outcrop of Khemis-n'Ga : unconformity between the Upper Silurian and the Arenigian beds (Safi area, Morocco).

par Noël BEUN (*) et Paul HUVELIN (**),

avec la collaboration de Denise BRICE (***), Pierre BULTYNCK (****), Jacques DESTOMBES (**), Michal MERGL (*****)
et Pierre MORZADEC (*****)

Résumé. — A Khemis-n'Ga, le Ludlow supérieur-Pridoli, daté par Trilobites, Brachiopodes et Conodontes, certaines de ces faunes étant d'affinité bohémienne, est directement transgressif sur l'Arenig à Trilobites, Graptolites et Brachiopodes. La lacune entre Ordovicien inférieur et Silurien supérieur y est donc aussi marquée que dans la région de Tiflet et plus importante que dans les Rehamna et dans le Haut-Atlas occidental.

L'abondance, dans le Siluro-Dévonien, de Conodontes remaniés, et en particulier de Conodontes ordoviciens (signalés ici pour la première fois au Maroc), suggère un héritage entretenu par des mouvements positifs de l'orogénèse calédonienne ; l'abondance de glauconie à différents niveaux de l'Arenig est peut-être liée à la permanence d'une aire de soulèvement à Khemis-n'Ga.

Abstract. — At Khemis-n'Ga, the Upper Ludlowian-Pridolian beds are dated by Trilobites, Brachiopods and Conodonts, some of these faunas having a Bohemian affinity. These beds are directly transgressive on the Arenigian formation containing Trilobites, Graptolites and Brachiopods. The break between Lower Ordovician and Upper Silurian is therefore as significant here as in Tiflet area and more significant than in Rehamna and Western High Atlas Hercynian massifs.

Reworked Conodonts, particularly those of Ordovician age (first reported occurrence in Morocco), are abundant in the Silurian-Devonian beds, and suggest an inheritance maintained by positive movements within the Caledonian orogeny. The abundance of glauconite at different levels in all the rock series, not only in the Upper Ludlowian to Pragian strata but also in several earlier beds of the Arenigian series, is perhaps linked to a permanent rise in the area of Khemis-n'Ga.

Dans une note précédente (Beun *et al.*, 1986), nous avons souligné le comportement en *relief résiduel* (monadnock de type jurassien sur une pédiplaine), au cours de la sédimentation gypseuse mésozoïque, du nouvel affleurement (anticlinal) de Paléozoïque découvert à Khemis-n'Ga, à 38 km à vol d'oiseau au Sud-Est de Safi, au côté nord de la route qui relie Sebt-Gzoula à Tleta d'Irhoud.

Nous avons aussi souligné son histoire structurale au cours de la tectonique atlasique et récente, caractérisée par le rejeu de failles de socle créant la belle *flexure* NW-SE en bordure de laquelle il se présente aujourd'hui.

Comme annoncé, nous présentons cette fois nos résultats concernant le Paléozoïque.

I. — SITUATION

A 15 km à l'Ouest du Massif des Jebilet et à 65 km à l'WSW de la terminaison occidentale du Massif des Rehamna, le Paléozoïque de Khemis-n'Ga (fig. 1), qui forme un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat, se trouve être l'affleurement le plus occidental de

(*) Département de Géologie, Université de Picardie, 33 rue Saint-Leu, 80039 Amiens cedex (France)

(**) Direction de la Géologie, Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat (Maroc)

(***) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, Faculté Libre des Sciences, 13 rue de Toul, 59046 Lille cedex (France). U.R.A. 1365 du C.N.R.S.

(****) Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, 31 rue Vautier, b-1040 Bruxelles (Belgique)

(***** Ustredni ústav geologický, Malostranské náměstí, 19, Praha 1 (Tchécoslovaquie)

(***** Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie, Université de Rennes, Avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex (France)

Note déposée le 7 novembre 1990, présentée le 6 février 1991 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 11 Mars 1992.

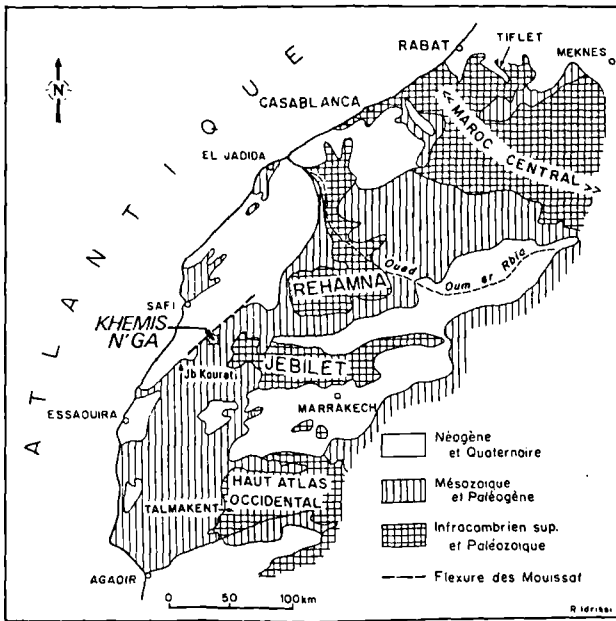


Fig. 1. — Carte schématique du Maroc occidental.
 Fig. 1. — Schematic map of the western Morocco.

terrains anciens de la Meseta marocaine : vers le littoral de la région de Safi, le substratum paléozoïque des Abda-Doukkala n'est en effet connu que par sondages (Barbu, 1977).

II. — HISTORIQUE DES TRAVAUX

Au cours d'une mission hydrologique, Russo (1927) a constaté au souk de Zaouiat Enga, la présence de calcaires gris clair, durs, redressés à la verticale sur le flanc

méridional de l'anticlinal". Après étude d'une faunule mal conservée, il cite "*Rhynchonella cynocephala* Richard et *Apiocrinus* sp." ; il lui semble que ces assises peuvent se rapporter à la série jurassique des Djebels Kourati et Hadid, situés à une cinquantaine de kilomètres vers le Sud-Ouest (fig. 1). Roch (1930) conteste la valeur biostratigraphique des exemplaires de faunes recueillies par Russo, mais confirme que les calcaires "sont absolument identiques à ceux décrits au Dj. Ali Kourati" qu'il rapporte au Lusitanien ; il voit le pli d'une autre manière, "nettement orienté SN et à flancs très raides", comme nous avons pu nous-mêmes l'observer. Cependant, dès le début de nos recherches, nous avons trouvé dans une petite carrière ouverte dans ces calcaires, le long de la route qui mène au dispensaire, les faunes suivantes : Crinoïdes, Rhynchonelles, Bryozoaires... et Trilobites.

III. — LE PALEOZOIQUE

Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga (fig. 2) constitue un anticlinal symétrique orienté N25°E à plongement axial 5°N, à flancs pentés à 60°, avec peut-être par places une schistosité. Il s'y succède, du cœur vers les flancs : de l'Ordovicien inférieur, silto-gréseux, puis du Silurien supérieur-Dévonien, carbonaté et directement transgressif sur le précédent. Cette structure est affectée par des failles normales, dont les plus importantes sont parallèles à la flexure NW-SE et antérieures aux dépôts mésozoïques.

1) L'Ordovicien inférieur

Affleurant sur une épaisseur d'au moins 100 m, il se compose de grès blancs micacés et de siltites plus ou moins gréseuses et micacées. Les grès, micacés et à fréquentes stratifications obliques, se présentent en bancs pluridécimétriques à tigillites et à cupules ferrugineuses, avec des intercalations d'horizons plus silteux à fines lamines planes parfois bioturbées (terriers) ; aux grains de

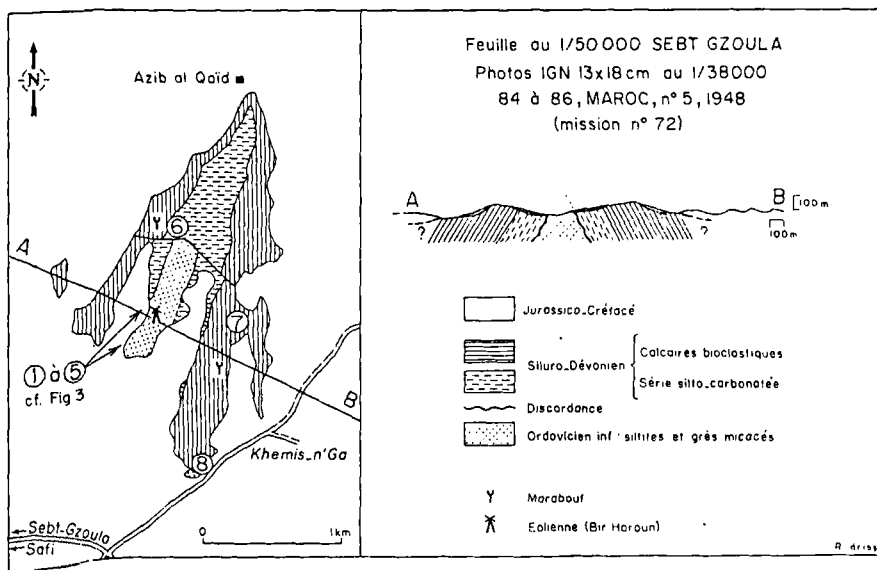


Fig. 2. — Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga (région de Safi); (1 à 8 : points cités dans le texte).
 Fig. 2. — The Paleozoic outcrop of Khemis-n'Ga (Safi area); (1 to 8 : points quoted in the text).

quartz, petits (0,05 à 0,2 mm) et bien classés, souvent très anguleux, se joignent des lamelles de muscovite et, en moindre quantité, des feldspaths inaltérés (plagioclases acides, plus rarement microcline), du zircon, de la tourmaline verte. Ces grès contiennent des miches carbonatées atteignant jusqu'à 1,20 m de traversée, subsphériques et à patine roussâtre ; les éléments détritiques des miches sont les mêmes que ceux des grès, mais avec un abondant ciment de calcite en cristaux plurimillimétriques.

A l'aval de Bir Haroun (éolienne), des siltites (au moins 30 m) affleurent au fond du vallon, surmontées sur son versant ouest par les grès. Immédiatement à l'Ouest de l'éolienne, ces grès sont interrompus par des failles qui délimitent un compartiment, peut-être effondré, de siltites (fig. 3) qui, à différents niveaux, renferment de petits bancs de grès à micas blancs et à glauconie.

Ces grès ont livré (point 1, échantillon 1263/1 et point 2), généralement rassemblés dans de minces lentilles atteignant plusieurs mètres d'extension horizontale, des Gastéropodes (*Bellerophon* sp.), des Lamellibranches (*Ribeira* sp., *Redonia* sp., dét. J. Destombes), des Brachiopodes [cf. *Incorthis* sp., dét. M. Mergl., ce genre n'étant connu, jusqu'à présent, que dans l'Arénig supérieur de Bolivie (Mergl, 1988)] , des Trilobites [*Neseuretus* cf. *attenuatus* (Gigout), *N.* cf. *arenosus* Dean, cf. *Hoepaspis* ? *quadrata* Dean, *Colpocoryphe* sp. (*Salterocoryphe* ?); *Pradoella* cf. *antetrastani*, Asaphidés, dét. J. Destombes] . D'après J. Destombes, cette faune ressemble beaucoup à celle des niveaux supérieurs du synclinal d'Imfout (dans un faciès très semblable) situé dans les Rehamna à 130 Km au NE de Khemis-n'Ga ; également à celle de la partie supérieure de la Formation supérieure des Fezouata de l'Anti-Atlas central ; également à celle de la Montagne Noire en France. Elle date de l'Arénig plutôt inférieur à moyen.

Un niveau d'argilite à micas flottés a livré (point.3, récolte J. Destombes), dans le compartiment de siltites, des Graptolites qui, d'après S. Willefert, dateraient l'Arénig.

Ce niveau est situé à une quinzaine de mètres au-dessous du premier étage transgressif siluro-dévonien.

2) Le Siluro-Dévonien

Il constitue un ensemble carbonaté subdivisé en deux unités : à la base, une série silto-carbonatée ; au sommet, des calcaires bioclastiques.

a) *La série silto-carbonatée.* Cette série de teinte brune présente des conditions d'affleurement très médiocres. Epaisse par places d'au moins 120 m, elle est surtout composée d'une alternance de bancs (1 à 20 cm) de calcaires argileux plus ou moins dolomitiques et de siltites finement sableuses, à spicules de spongiaires, avec aussi des niveaux de calcaires bioclastiques, d'aspect lumachellique et vacuolaire ; on y remarque parfois une légère silicification résultant très probablement de l'ennoyage du paléorelief au cours du Mésozoïque, les formes de silice en éventail, en palissades et en pétales, qui précipitent en milieu évaporitique (Arbey, 1980), ayant été trouvées ici.

Ses premiers termes transgressifs ne sont visibles qu'au point 4 (fig. 3), où elle débute au-dessus des siltites de l'Ordovicien inférieur par un horizon sableux, lumachellique, avec quelques oolites et surtout des grains de glauconie très abondants dans les premiers centimètres. L'horizon sableux est surmonté par une dizaine de mètres de siltites renfermant des nodules siliceux (diamètres de 20 à 25 cm) à cloisons de calcite, puis par une barre de calcaires dolomitiques à grain fin d'une dizaine de mètres d'épaisseur, très fossilifère (point 5).

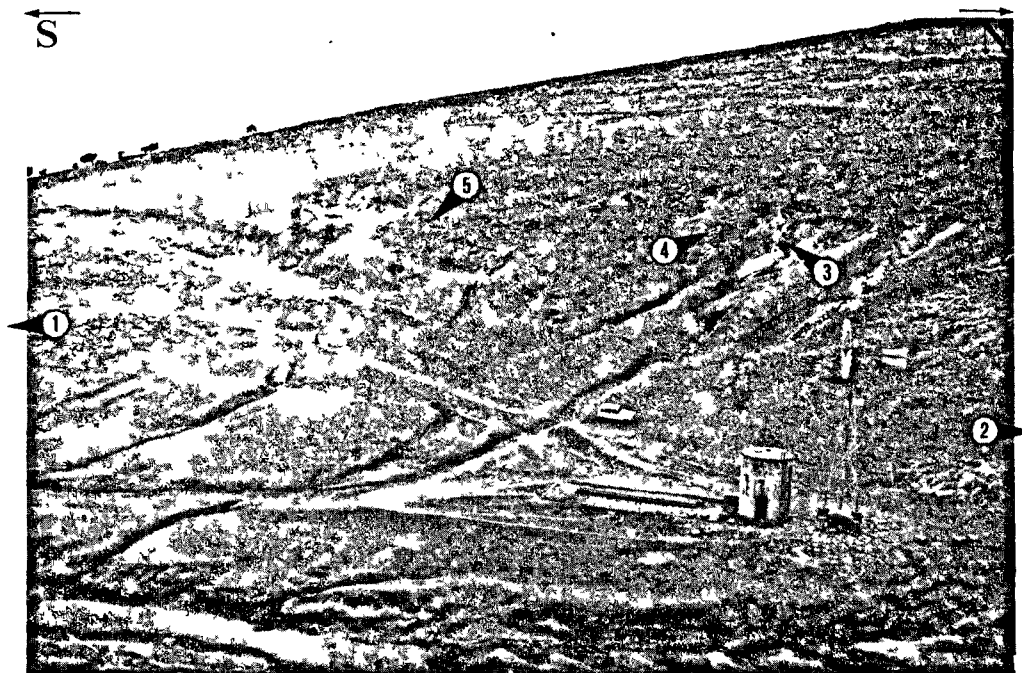


Fig. 3. — L'affleurement de Paléozoïque de l'éolienne (Bir Haroun), vu du Sud-Est. L'automobile (Renault R4), au-dessus à gauche de l'éolienne, donne l'échelle; (1 à 5 : points cités dans le texte).

Fig. 3. — The Paleozoic outcrop of the windmill (Bir Haroun), seen from the South-East. The scale is given by the car (Renault R4) above and on the left side of the (1 to 5) : points quoted in the text.

Les fossiles recueillis (échantillons 1261/4) dans la barre de calcaires dolomitiques sont des Trilobites [*Leonaspis* (*Leonaspis*) sp., *Ananaspis fecunda aspera* (Hawle et Corda 1847), *Trimerus* sp., dét. P. Morzadec], des Brachiopodes [*Orthostrophella* cf. *nulus* (Barrande, 1848), *Clarkeia* sp., dét. D. Brice] et des Gastéropodes.

TRILOBITES (P. Morzadec). L'espèce *Ananaspis fecunda aspera* (Hawle et Corda 1847) est décrite dans la partie moyenne et supérieure de la Formation de Kopanina en Bohême (Chlupac 1977-1987). Alberti (1970, pl. II, fig. 1-3) la décrit sous le nom de *Phacops* (*Ananaspis*) *fecundus* (synonyme selon Chlupac 1977 de *A. fecunda aspera* dans la partie supérieure du Budnien inférieur et dans la zone de passage Ludlow - Pridoli entre Rabat et Tiflet, gisement RT VI/6, RT VII/3). Dans ces mêmes localités, il décrit *Trimerus* ? sp. A qui est très semblable à *Trimerus* sp. Il est donc possible de proposer un âge Ludlow supérieur - passage au Pridoli.

BRACHIOPODES (D. Brice) - En Bohême, l'espèce *O. nulus* se rencontre dans la Formation de Kopanina. Le genre *Clarkeia* est connu en Bolivie, où il serait ludlowien pour certains, partiellement gédinnien pour d'autres, tandis qu'il est au moins ludlowien inférieur en Argentine ; encore reconnu en France dans des niveaux datés du Pridoli (Melou et Racheboeuf, 1977) il est aussi présent au Sénégal oriental dans des niveaux datés du Silurien, plutôt même Pridoli par Drot (1977) puis rapportés au Dévonien inférieur, Lochkovien (?) (Racheboeuf et Villeneuve, 1989). En résumé, les Brachiopodes de ce gisement indiquent plutôt un âge Silurien supérieur-Pridoli.

La base de la série transgressive, aussi bien d'après les Trilobites que les Brachiopodes recueillis dans la barre de calcaires dolomitiques, à 10 m au-dessus du substratum d'Ordovicien inférieur, peut donc être attribuée au Silurien supérieur (Ludlow supérieur-Pridoli).

A 650 m au Nord de l'éolienne (point 6), toujours au flanc ouest de l'anticlinal, la série siluro-dévonienne est réduite à moins de 80 m d'épaisseur et son contact avec les grès est mal exposé. A une cinquantaine de mètres au-dessus des grès, elle montre un niveau renfermant des Trilobites, de très nombreux Ostracodes et des Conodontes (échantillon 1284/1).

Les Trilobites [Phacopidae, *Leonaspis* (*Leonaspis*) sp., dét. P. Morzadec] ne permettent aucune datation précise.

Les Ostracodes sont de la famille des Beyrichiidae ; il pourrait s'agir du genre *Zygobeyrichia*, connu du Silurien supérieur au Dévonien inférieur (dét. F. Lethiers).

Les Conodontes constituent une faune mixte, de l'Ordovicien et du Pridoli (dét. P. Bultynck). C'est la première fois qu'est signalée au Maroc la présence de Conodontes ordoviciens. Ces derniers sont de couleur moins altérée que celle des Conodontes d'âge Pridoli, ce qui peut suggérer que les deux faunes sont remaniées de deux sources différentes. Les Conodontes ordoviciens identifiés sont : *Amorphognathus* sp., "*Baltoniodus*" *ferrarius*, *Belodina* sp., *Drepanoistodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Saggitodontina* sp. Cette faune à Conodontes, et en particulier *Saggitodontina* sp., indique un âge Ashgill ; elle ressemble à la faune décrite par Krüpfner (1967) de l'Ordovicien supérieur de Thuringe, qui, d'après Sweet et Bergström (1984) appartient à la province méditerranéenne, province de haute latitude pendant l'Ordovicien supérieur. Sa présence confirme que la lacune est une lacune d'érosion. Les Conodontes du Pridoli sont : *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*, *O. remscheidensis eosteinhornensis*, *O. excavata* et *O. confluens*.

En conclusion, l'âge du niveau à Ostracodes du point 6 est au moins Pridoli d'après les Conodontes.

b) Les calcaires bioclastiques. Ils forment le crêt du paléorelief, avec une épaisseur d'au moins 400 m. Plus ou moins dolomitiques (17% MgO pour les calcaires de la carrière sur la route du dispensaire - analyse M. Nataf -), ils montrent par places des stratifications obliques ; leurs lits sableux contiennent des grains de glauconie. Ils sont riches en entroques ; localement, les tiges de Crinoïdes atteignent de forts diamètres (2 cm) et sont parfois peu disloquées. La masse carbonatée comporte aussi (point 7) des calcaires construits à Bryozoaires. Elle a livré au voisinage des Coelentérés (B. Mistiaen y a reconnu quelques petits tabulés Syringopores), des Fénestelles, des Polypiers, des Trilobites, des Brachiopodes et des Conodontes.

Les fossiles ont été recueillis dans une zone située approximativement à 130-150 m de la base des calcaires bioclastiques.

Vers le mètre 150, dans du calcaire massif, un gisement fossilifère (1261/10T) a livré à la fois des Trilobites (dét. P. Morzadec) [*Proetus* (*Gerastos*) cf. *rehamnanus*, *Cheirurus* (*Crotalocephalina*) gr. *gibbus*, *Otarion* (*Otarion*) sp. et *Platyscutellum massai*], des Brachiopodes (dét. D. Brice) [en particulier *Myriospirifer myriofila* (Havlicek, 1978) et *Eoglossinotoechia* sp.] enfin des Conodontes (dét. P. Bultynck) [en particulier *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*].

A environ 20 m au-dessous de ce niveau à Trilobites, des calcaires ont livré des Brachiopodes (dét. D. Brice) [en particulier *M. myriofila*, *Stenorhynchia nympha* (Barrande, 1847) et *Sicorhyncha amalthea* (Barrande, 1847)] , dont les coquilles sont fréquemment silicifiées, et des Conodontes (dét. P. Bultynck) [en particulier *O. remscheidensis eosteinhornensis*] (échantillon 1261/10 b).

Dans la carrière située le long de la route menant au dispensaire (fig. 2, point 8), cette formation a en outre livré un pygidium de Scutelluidae (dét. P. Morzadec) et *Eoglossinotoechia* sp. (dét. D. Brice).

TRILOBITES (P. Morzadec) - *P. massai* est décrit par Alberti dans le Praguien d'Hamar Laghdad (région d'Erfoud) de même que *Ch. (Cr.) gibbus*. Cette dernière espèce est une forme du Praguien de Bohême.

BRACHIOPODES (D. Brice) - Les Brachiopodes ont de nettes affinités avec les espèces bohémiennes du calcaire de Koneprusy d'âge praguien. *M. myriofila* et *S. amalthea* sont connus, jusqu'à ce jour, uniquement dans le Praguien de Bohême. *S. nympha* est largement répandu en Bohême. Les types proviennent du calcaire de Koneprusy mais l'espèce a également été reconnue dans l'Emsien du Maroc présaharien et du Massif armoricain en France. *Eoglossinotoechia* sp. est un genre connu du Lochkovien au Zlichovien en Bohême, du Gédinnien inférieur à l'Emsien supérieur au Maroc d'après Havlicek (1983).

Trilobites aussi bien que Brachiopodes indiquent pour ces gisements un âge praguien.

Cependant, les Conodontes de l'échantillon 1261/10 b sont attribués au Pridoli, et ceux de l'échantillon 1261/10 T au Pridoli supérieur ou au Lochkovien : il semble donc qu'ils soient remaniés.

3) Récapitulation

Au-dessus des assises de l'Ordovicien inférieur (plus de 100 m d'épaisseur), grés-micacées à *Neseuretus*, *Colporyphe* et *Pradoella* (rapportées à l'Arénig par comparaison avec les niveaux connus en Montagne Noire, contenant là-bas des Graptolites), puis silteuses à Graptolites (datant de l'Arénig), en discordance de

ravinement et de toute façon après une importante lacune, la mer revient transgressivement au cours du Silurien terminal.

La série transgressive est représentée d'abord par un ensemble silto-carbonaté (épaisseur pouvant atteindre 120m), comprenant à sa base des couches à Trilobites [*Anaspis fecunda aspera* (Hawle et Corda 1847) et *Trimerus* sp.] et Brachiopodes [*Orthostrophella* cf. *mulus* (Barrande, 1848) et *Clarkeia* sp.] attribuables au Ludlow supérieur - Pridoli, puis par des calcaires (au moins 400 m d'épaisseur) bioclastiques et localement construits (Bryozoaires) à Trilobites [*Platyscutellum massai* et *Cheirusus* (*Crotalocephalina*) gr. *gibbus*] et Brachiopodes [*Myriospirifer myriofila* (Havlicek, 1978), *Stenorhynchia nympha* (Barrande, 1847), *Eoglossinotoechia* sp. et *Sicorhyncha amalthea* (Barrande, 1847)], datant le Praguien.

Les Conodontes rencontrés dans la série silto-carbonatée et dans les calcaires bioclastiques sont très souvent remaniés de façon certaine : les uns sont ordoviciens remaniés dans des sédiments d'âge au moins Pridoli, les autres sont d'âge Pridoli remaniés dans du Praguien. L'abondance des Conodontes, tant ordoviciens que siluro-dévonien, et leur remaniement fréquent, suggèrent un héritage important à partir du substratum ordovicien et de sa couverture siluro-dévonienne, héritage entretenu par des mouvements positifs (tectonique de blocs) au cours du Siluro-Dévonien. L'abondance de glauconie à différents niveaux de tous les terrains rencontrés, non seulement dans le Siluro-Dévonien et tout spécialement à la base de sa transgression, mais encore dans plusieurs niveaux de l'Ordovicien inférieur, est peut-être également liée à la tendance positive (permanence d'un haut-fond ?) de l'aire de sédimentation de Khemis-n'Ga.

4) Comparaison avec les régions voisines

La lacune entre l'Ordovicien et le Silurien supérieur existe également, plus ou moins importante, dans d'autres zones de la Meseta côtière (fig. 4).

Dans le *substratum des Doukkala*, sous le Dévonien inférieur d'abord argileux puis devenant progressivement carbonaté à partir de l'Emsien (Barbu, 1977), la présence du Silurien reste incertaine (Destombes, Hollard et Willefert, 1985) ; s'il existe, plusieurs lacunes s'y présenteraient, entraînées par le rejeu d'anciennes failles (Barbu, 1977).

Dans les *Rehamna occidentales*, Gigout a tout d'abord admis que l'Ordovicien n'est représenté que jusqu'au Llandeilo (1951), voire même seulement jusqu'au Llanvirn (1956), avec lacune de l'Ordovicien supérieur, recouvert en concordance par du Llandoverý, transgressif, en particulier dans l'Oued Cheguiga (région d'Oulad Abbou à 60 km au SSW de Casablanca). Dans la même région, à la suite de reconnaissances à but pétrolier, certains auteurs ont considéré le Silurien comme débutant par le Ludlow inférieur-moyen, directement transgressif sur l'Ordovicien (Baecker *et al.*, 1965 ; Kergomard, 1970), là où d'autres auteurs (Cornée *et al.*, 1985) ne voient au contraire aucune lacune importante, sauf peut-être celle de l'Ashgill et du Llandoverý inférieur. Par contre, le forage d'Oulad Saïd (OSI, BRPM 1962), situé à mi-chemin entre l'Oued Targa et Mechrâ-Ben-Abbou, montre une lacune depuis le Llandoverý (Idwien) jusqu'au Wenlock supérieur, et ce dernier est transgressif ; cette constatation pourrait expliquer qu'on ne trouve pas de Silurien inférieur dans certaines régions voisines, par exemple dans l'Oued Targa et à Mechrâ-Ben-Abbou (Destombes *et al.*, 1985, p.162).

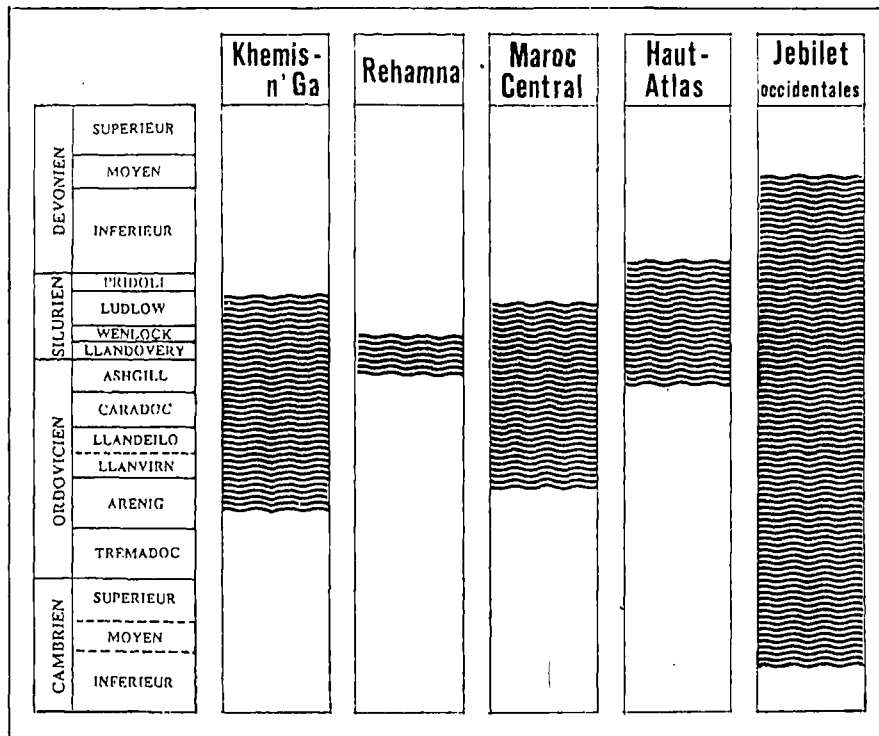


Fig. 4. — Tableau comparatif des évolutions tectono-sédimentaires de différents secteurs de l'Ouest marocain, du Cambrien au Dévonien.

Fig. 4. — Comparison of tectonic and sedimentary evolutions, from Cambrian till Devonian, of some areas in the Western Morocco.

Au Maroc central, dans la région de Tiflet, à une quarantaine de kilomètres à l'ESE de Rabat, l'Arénig moyen identifié par des Graptolites et des Trilobites est recouvert en discordance par du Ludlow (El Hassani *et al.*, 1988) : la lacune y est donc aussi importante qu'à Khemis-n'Ga.

Dans le Haut Atlas occidental, après les travaux de Moret (1931), Neltner (1938) et Schaer (1967), la mise au point la plus récente sur le Siluro-Dévonien est fournie par Cornée (1989). Des terrains allochtones, qui proviendraient du Nord-Ouest, ont subi des mouvements de blocs au Dévonien inférieur (Gédinnien) provoquant des érosions locales de la base du Dévonien, du Silurien et du sommet de l'Ordovicien terminal : à Talmakent, l'Ordovicien supérieur quartzitique est recouvert par des dépôts détritiques grossiers, probablement continentaux, au faciès "vieux grès rouges", ou Formation de Talmakent rapportée par Schaer (1967) au Gédinnien, suivie par des schistes de la partie supérieure du Gédinnien. Partout ailleurs, tant dans l'autochtone que dans l'allochtone, le Silurien, peu épais, semble faire normalement suite aux microconglomérats de l'Ordovicien supérieur : le Silurien inférieur serait très peu épais, le Silurien moyen n'a pas été reconnu et le Silurien supérieur totalise une vingtaine de mètres ; bien que l'existence de séries réduites et incomplètes au Silurien inférieur et moyen ne puisse être exclue, on n'a aucune preuve de mouvements tectoniques à cette époque (Cornée, 1989).

Enfin, dans les *Jebilet occidentales*, à une soixantaine de kilomètres à l'Est de Khemis-n'Ga, les terrains allant de l'Ordovicien au Dévonien, qui constituent dans la région du Jebel Bou Gader une part importante de l'Unité du Pays des Skhirat (Huvelin, 1977), sont trop tectonisés pour permettre une étude stratigraphique précise, et le Silurien n'y a pas été mis en évidence. Cependant, le substratum de Cambrien inférieur probable (schistes à trous du Bou Gader) y est recouvert, par places, par des conglomérats à galets de

quartzites (ailleurs remaniant du Dévonien inférieur, d'après Hollard), ces deux formations étant affectées d'une schistosité commune, comme si le contact était transgressif (J. Ferrandini et J.P. Petit, com. orale, juin 1983) : l'existence de terrains post-Dévonien inférieur transgressifs sur du Cambrien inférieur, tandis que l'Ordovicien existe au voisinage, suggérerait que la région du Bou Gader était une zone mobile ascendante déjà ancienne (Huvelin *et al.*, 1983) ; mais la part des mouvements calédoniens proprement dits ne peut toutefois être évaluée. Plus à l'Est encore, par exemple dans les terrains antévisséens de la Nappe de glissement des Jebilet orientales, la sédimentation est à peu près continue de l'Ordovicien au Dévonien sans lacune notable (Huvelin, 1977).

IV. — CONCLUSION

C'est donc à Khemis-n'Ga, tout comme dans la région de Tiflet, qu'a été mise en évidence au Maroc, de façon certaine, la lacune la plus importante dans la suite des terrains allant de l'Ordovicien au Dévonien : dans ces deux sites, le Ludlow transgresse directement l'Arénig. Cette lacune a pu être provoquée, soit par un soulèvement d'ensemble d'une partie du Maroc occidental, soit par des tectoniques de blocs le long de la Meseta côtière ; elle serait compatible avec la position de Khemis-n'Ga en prolongement vers le SSW d'un horst de Cambro-Ordovicien qui aurait joué, dans l'aire des Doukkala, le rôle de barrière orientale pour la sédimentation silurienne (Barbu, 1977). Ces mouvements, dans tous les cas, induisent vers la fin du Silurien des émergences accompagnées d'importantes érosions, et traduisent au Maroc les échos de la surrection calédonienne.

Nous remercions également F.Lethiers, B.Mistiaen et S.Willefert qui ont respectivement examiné les Ostracodes, les Tabulés et les Graptolites rencontrés dans la série, ainsi que M. Nataf qui en a analysé les calcaires dolomitiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ARBEY F. (1980). — Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 1, pp. 309-366.
- BAECKER H., GENDROT C. et NEGRONI P. (1965). — Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine. *Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, inédit.
- BARBU A. (1977). — Le concept de zone pétrolière potentielle dans l'exploration du bassin des Doukkala (Maroc occidental). *Mines et Géol.*, Rabat, n°42, pp. 49-57.
- BEUN N., BOULANGER D., HUVELIN P. et TAJ-EDDINE K. (1986). — Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga : un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (région de Safi, Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, série II, n°1, pp. 39-42.
- BRICE D. (1990). — Brachiopodes du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur (Praguien) de Khemis-n'Ga (région de Safi, Maroc). *Géobios*, à paraître.
- CORNEE J.J., COSTAGLIOLA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (1984). — Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien. *Annales Soc. géol. Nord*, Lille, t. CIV, pp. 141-146.
- CORNEE J.J. (1989). — Le Haut Atlas occidental paléozoïque : un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental. *Thèse Doct. Sci., Univ. d'Aix-Marseille, Fac. des Sci. et Techniques de St-Jérôme* : t. 1 (357 pp. + 6 pl. h.t.) ; t.2 (annexe, 544 pp.). Inédit.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1985). — Lower Paleozoic rocks of Morocco, in "Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa". Edited by C.H. Holland. *John Wiley & Sons Ltd*, London, pp. 91-336.
- EL HASSANI A., DESTOMBES J. et WILLEFERT S. (1988). — Nouvelles données et précisions stratigraphiques sur le Paléozoïque inférieur dans la région de Rabat-Tiflet. Journée chaîne hercynienne, Action intégrée 54, *Fac. des Sci. de Rabat*, 25 mai, inédit.
- GIGOUT M. (1951). — Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n°86, t. I (texte, 507 pp.).
- GIGOUT M. (1956). — Précisions nouvelles sur l'Ordovicien inférieur de la Meseta marocaine occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 242, 4 juin, pp. 2738-2741.
- HUVELIN P. (1977). — Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 232 bis, 308 pp.

- HUVELIN P., BOULOTON J., LE CORRE C. et GRANJUX J.C. (1983-1989). — L'évolution structurale du Massif hercynien des Jebilet (Maroc) : Essai critique sur l'état actuel des recherches, in : L'orogène calédonien, le Maroc et l'orogénie paléozoïque. Programme international de corrélations géologiques, UNESCO, PICG, projet n° 27, Symposium de Rabat, 22 août - 3 septembre 1983. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 335, 3 fig.
- KERGOMARD D. (1970). — Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien du Maroc occidental. *Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, inédit.
- KNÜPFER J. (1957). — Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviciums (Gräfenhaler Schichten) in Thüringen. *Freiberger Forschungshäfte*, 220, pp. 1-81.
- MERGL M. (1988). — *Incorthis (Orthida, Brachiopoda) from the Lower Ordovician (Arenig) of Morocco*. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 33, 2, pp. 199-200 et 1 pl. phot.
- MORET L. (1931). — Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 18, 262 pp. et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 16, fasc. 1.
- NELTNER L. (1938). — Etudes géologiques dans le sud marocain (Haut-Atlas et Anti-Atlas). *Notes et Mém. Serv. Mines et Cartes géol. Maroc*, n° 42, 298 pp. (voir p. 174).
- ROCH E. (1930). — Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 9, 542 pp. (n°10, Carte et n° 13, Notice, 1931).
- RUSSO P. (1927). — Présence du Jurassique dans le plateau des Abda-Ahmar (Maroc SW). Schéma de sa tectonique. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 21 mars, pp. 65-66.
- SCHAER J.P. (1967). — Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain, in "Etages tectoniques" (Colloque Neuchâtel, 18-21 avril 1966), *La Baconnière*, éd., Neuchâtel, pp. 297-305, 3 fig.
- SWEET W.C. et BERGSTRÖM S.M. (1984). — Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *Spec. pap. Geol. Soc. Am.*, 196 pp. 69-87.

THE PERMIAN FLORA FROM THE SHUANGTSÜAN FORMATION OF THE WESTERN HILLS OF BEIJING, NORTH CHINA

La flore permienne de la Formation Shuangtsüan, Monts occidentaux de Pékin, Chine du Nord

by Shanzhen ZHANG (*), Qingzhi WANG (*), Zongzheng XIAO (**), Jean-Pierre LAVEINE (***) and Yves LEMOIGNE (****)

(Planches VII, VIII et IX)

Abstract. — From the Shuangtsüan Formation of Badachu, a famous scenic spot of Beijing, have been discovered some nice fossil plant remains. The flora is composed of : *Lobatannularia cf. heianensis* (Kodaira), fertile *Pecopteris sp.*, *Neuropteridium coreanicum Koiwai*, *Yuania striata Sze*, *Taeniopteris sp.*, *Chiropteris reniformis Kawasaki*, *Psymphyllum multipartitum Halle*, *Pelourdea ? sp.*, *Norinia cucullata Halle* and *Acanthocarpus sp.* Due to this floral content, the Shuangtsüan Formation can be correlated with the Upper Shihhotse Formation of Shanxi, and even with the upper part of the Upper Shihhotse Formation, and is Upper Permian in age.

Résumé. — La Formation Shuangtsüan, à Badachu, l'un des plus fameux panoramas de Beijing, a livré de beaux restes de plantes fossiles. Cette paléoflore comprend les taxons suivants : *Lobatannularia cf. heianensis* (Kodaira), *Pecopteris sp. fertile*, *Neuropteridium coreanicum Koiwai*, *Yuania striata Sze*, *Taeniopteris sp.*, *Chiropteris reniformis Kawasaki*, *Psymphyllum multipartitum Halle*, *Pelourdea ? sp.*, *Norinia cucullata Halle* et *Acanthocarpus sp.* Par son contenu floristique, la Formation Shuangtsüan peut être corrélée avec la Formation Upper Shihhotse du Shanxi, et plus précisément, avec la partie supérieure de cette Formation, et est d'âge Permien supérieur.

I. — HISTORICAL REVIEW

The study of the stratigraphy of Western Hills in Beijing can be traced to the last century, with the survey by Pumpelly (1866) and von Richthofen (1882). In this area, there are two principal coal-bearing intervals, which are known as Yangchiatyun and Mentoukou Formations and are respectively correlated with Carboniferous and Jurassic of European chronology.

Between these intervals, there are strata, 100 to 250 m in thickness, which received less attention until 1920, when Yih recognized that sequence as Hungmiaoling Sandstone Series, and regarded it as a transitional sequence between Palaeozoic and Mesozoic, on the basis of simple

stratigraphical correlation because of the lack of any fossil evidence at that time.

In 1927, the great geologists, T.K. Huang and C.Y. Lee, at that time students at Beijing University, succeeded in finding out plant fossils from the upper part of the Hungmiaoling Sandstone. The fossils, submitted to C.H. P'an, were determined as *Psymphyllum multipartitum* Halle and *Nephropsis cf. integerrima* (Schmalhausen).

This discovery was a great success because the rock horizons are mostly intruded by diabasa and sometimes partly metamorphosed, rendering the discovery of plant fossils extremely difficult.

Nevertheless C.H. P'an went to the fossiliferous locality in 1931 for additional collection and found

(*) Laboratory of Systematic and Evolutionary Botany, and Herbarium, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Xiangshan, Beijing 100093 (People's Republic of China).

(**) Central Laboratory of Geological Examinations, Geological Bureau of Beijing (People's Republic of China)

(***) Laboratoire de Paléobotanique, URA CNRS 1365, UFR Sciences de la Terre, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France).

(****) Laboratoire de Paléobotanique et Evolution des Végétaux, URA CNRS 11, Département de Géologie, Université Claude Bernard, 43, boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cédex (France).

Note présentée le 7 Novembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 11 Mars 1992.

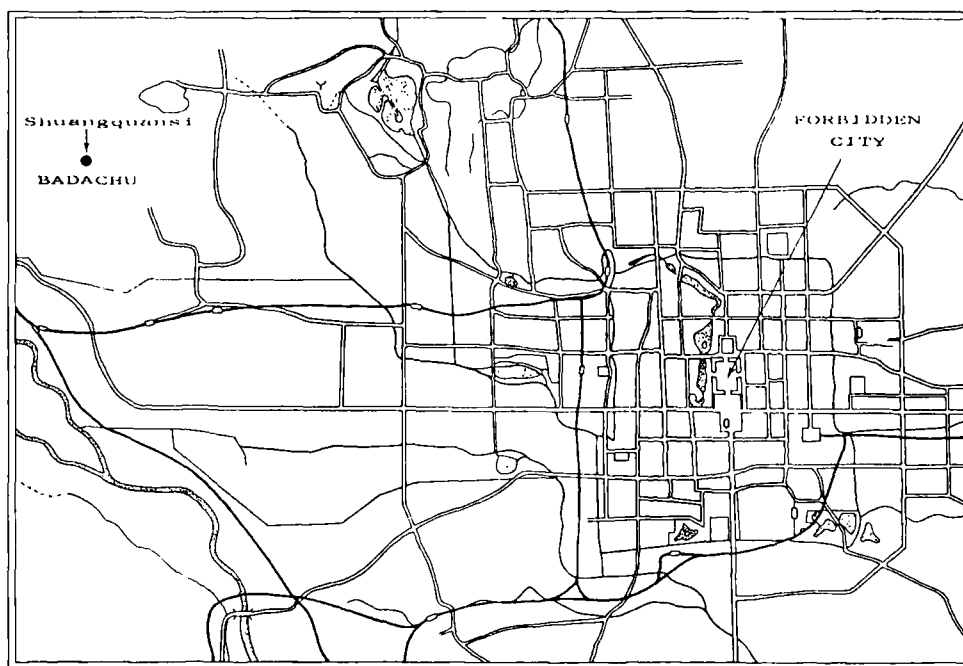


Fig. 1. — Map of Beijing showing the position of the fossiliferous locality.

Fig. 1. — Plan de Pékin avec la localisation du site fossilifère.

supplementary data. A fossil list was published in 1933 by Chi and P'an and can be quoted as follows :

- Psymphyllum multipartitum* Halle
- Pecopteris (Asterotheca) orientalis* (Schenk) Potonié
- Pecopteris lativenosa* Halle
- Neuropteridium coreanicum* Koiwai
- Nephropsis* cf. *integerrima* (Schmalhausen)
- Taeniopteris spatulata* (McClelland)
- Nilssonia* cf. *simplex* Oishi
- cf. *Danaeopsis hughesi* Feistmantel
- ? *Albertia* sp. nov.
- Lobatannularia heianensis* (Kodaira)
- Podozamites distans* ? (Presl)

According to the fossil assemblage, Chi and P'an arrived to the opinion that the fossil bearing levels were most probably Lower Triassic in age. The corresponding sequence was thus separated from the underlying Hungmiaoling Sandstone and a new series, the Shuangtsüan Series, was proposed.

In 1983, Wang and Xiao (two of the writers) made a new collection. The study of this new collection, together with the reexamination of the original material of P'an, lead the present writers to a somewhat different conclusion as to the age of this flora, which is considered to be Permian in age.

II. — GEOGRAPHICAL AND GEOLOGICAL SETTING

The fossil flora discovered from Badachu is rather interesting even in a "historico-geographical" sense.

Badachu is one of the most famous scenic spots situated in the Western Hills of Beijing, the capital of the People's Republic of China (fig. 1). The type locality of Shuangtsüan Series is near the temple Shuangquansi, on the western slope of Cuiweishan of Badachu and south of Tiantaishan.

A profile section (fig. 2) and description by Chi and P'an (1933, p. 493-494, fig. 1) is quoted here for reference (in descending order)

10 — Fine green sandstone	10 m
9 — Light green shales	15 m
8 — Yellowish gray shales with yellow spots, sometimes with a thin layer of bad coal, and black shales	10 m
7 — Conglomerate	10 m
6 — Purplish red sandstone	30 m
5 — Purple shales in alternation with green shales	50 m
4 — Yellow sandstone with pink shales occasionally	15 m
3 — Brownish gray laminar sandstone with yellow spots	7 m
2 — Brown arkose sandstone	8 m
1 — Basal conglomerate	5 m
Total thickness	160 m

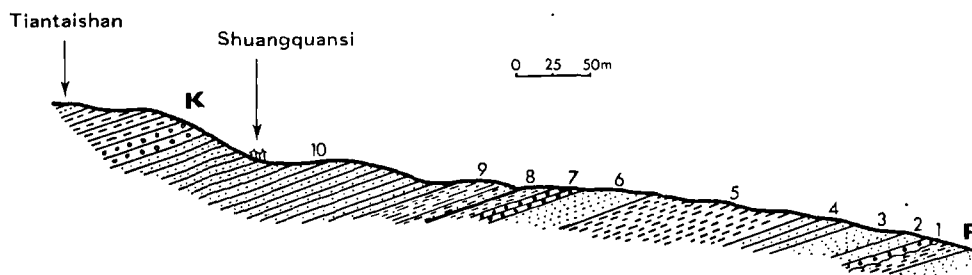


Fig. 2. — Section near Shuangquansi (after Chi & P'an, 1933, p. 494, fig. 1)
P, upper part of the Hungmiaoling Sandstone. ; 1-10, strata of the Shuangtsüan Formation. ; K, basal part of the overlying Formation.

Fig. 2. — Section près de Shuangquansi (d'après Chi & P'an, 1933, p. 494, fig. 1)
P, partie supérieure du Grès de Hungmiaoling. ; 1-10, strates de la Formation Shuangtsüan. ; K, base de la Formation sus-jacente.

III. — PALEOBOTANICAL DESCRIPTION

ARTHROPHYTES

Lobatannularia cf. *heianensis* (Kodaira)

(Pl. VII, fig. 1)

Description :

Only a terminal whorl is more or less nicely preserved in the collections, and worthy to be figured. It is composed of 18 leaves in contact for their preserved length. The leaves seem to be more or less oblanceolate in shape but, as no one is preserved in its entirety, it is impossible to ascertain this point, as well as to the total length of the leaves. The longest preserved part reaches a length of 3 cm.

Discussion :

This species has been often recorded all over Chinese territory and always from strata of Upper Permian age.

FILICOPHYTES

Fertile *Pecopteris* sp.

(Pl. VII, fig. 2)

v. 1933 — *Pecopteris (Asterotheca) orientalis* Chi et P'an, p. 499, 500.

Description :

Fertile, lanceolate, ultimate pinna. Pinnules pecopteroid, oblong, with a blunt apex, given off at more or less 80° from the rachis, crowded ; pinnules about 6 mm long and 3 mm broad. Midrib straight, with groups of sporangia (sori ?) on both sides of the midrib, occupying almost the whole width of the lamina. Each group round or slightly transversally elongated in outline, composed of 5 to 8 sporangia. Sporangia triangular, disposed on a circle with an empty center.

Discussion :

The nature of the present form is obscured by unsatisfactory state of preservation. One cannot make sure whether the groups of sporangia represent sori or synangia, nor can one know the structure of the sporangium.

The figured specimen is the one that was secured by Chi et P'an. They ascribed it to *Pecopteris (Asterotheca) orientalis* (Schenk) without reservation. It fails to show, however, the characteristic features of this species. Attempts have been made to find additional information but in vain, all the other collected specimens show the same poor state of preservation.

The present form is thus provisionally described under the designation fertile *Pecopteris* sp. and for the sake of reference.

Neuropteridium coreanicum Koiwai

(Pl. VII, fig. 3 et 4)

Description :

Ultimate pinna rather large, with a stout rachis, 2,5 mm broad in the middle part of the pinna.

• Pinnules large, 2 cm long and 1 cm broad in the distal part of the pinna, with an enlarged base and a blunt apex. Midrib well pronounced, strongly decurrent from the rachis and dissolving near the tip of the pinnule. Lateral veins arising at narrow angle, immediately bifurcating after their departure, and then, bifurcating 2-3 times and bending only slowly to reach the margin under a more or less wide angle.

Discussion :

This species is one of the most common forms of the Permian flora of the Cathaysian Province, and it shows considerable variation in the shape of the pinnules, so the specific name proposed by Halle (1927, p. 127) was *N. polymorphum*, before the priority of the designation *N. coreanicum* was aware.

Despite the fact that this species has been assigned to the genus *Neuropteridium* Schimper, which is mainly known from the Lower Triassic of Europe, it must be said that the exact relationship is unknown. In Europe, the fructifications of *Neuropteridium* are supposed to be of *Crematopteris* type, and this kind of fructification has, up to now, never been found neither in China and Korea nor elsewhere in the Cathaysian area. The reason to ascribe this species to the genus *Neuropteridium* is based on the superficial resemblance with the Triassic species *Neuropteridium voltzi* Schimper et Mougeot.

PLANTS OF UNCERTAIN AFFINITIES (GYMNOSPERMS ?)

Genus *Yuania* Sze 1953

Type species : *Yuania striata* Sze 1953

1938 — *Tingia* auct. non Halle, Darrah, p. 180.

1953 — *Yuania* Sze, p. 13-14, 18-19.

1968 — *Russellites* Mamay, p. 19.

1974 — *Yuania*, Gu et Zhi, p. 64.

1982 — *Yuania*, Du et Zhu, p. 1.

This genus has been established by Sze in 1953 and based on two specimens under the supposition that they could be parts of megasporophylls, due to their ovoid shape with a narrow apical sinus and Sze commented that it was not at all certain that these ovoid objects were really seeds or fruits. It must be said that the poor description and figuration in Sze's 1953 paper could not allow a clear understanding of this plant and one can easily realize why no reference has been given on that point by Mamay in 1968 when he created the genus *Russellites* for some pretty nice material coming from Texas.

Later on, better specimens and figurations appeared in Gu et Zhi (1974, p. 64, text-fig. 12.3 ; pl. 40, fig. 4-7 ; pl. 41, fig. 1) which seemed to leave no doubt about the synonymy between *Russellites* and *Yuania*, synonymy which was argued by Du et Zhu in 1982, and the name *Yuania* has priority, whatever may have been the quality of the original description and figuration.

Yuania striata Sze

(Pl. VII, fig. 5)

Lectotype : *Yuania striata* Sze 1953, p. 13-14, 18-19, pl. I, fig. 6, 6a.

Origin : North China, Shanxi, Schihchienfeng Series, Upper Permian.

Collection : Institute of Geology and Paleontology, Academia Sinica, Nanjing, Catalogue number PB 2815

v. 1933 ?—? *Albertia* nov. sp. Chi et P'an, p. 499-501.

v. 1953 — *Yuania striata* Sze, p. 13-14, 18-19, pl. 6, 6a, 7, 7a.

v. 1974 — *Yuania striata*, Gu et Zhi, p. 64, text-fig. 12.3, pl. 40, fig. 4-7, pl. 41, fig. 1.

Description :

Leafy twigs with leaves alternate arranged in one plane. The largest specimen collected reaching a length of 120 mm (pl. I, fig. 5), with an axis 2 mm broad. Leaves ovate, more or less alternate, 20 mm long and 10 mm broad, with a broad, obliquely clasping base and a concavely crescent tip. Lateral margins gently and equally curved. Width of base and tip equal, and half as wide as the widest part of the lamina. Veins parallel, prominent ; 9-10 veins entering the base of the leaf, dichotomising below the mid of leaf where there is approximately 18 veins which then run convergingly to the crescent concave tip. Number of specimens collected : 10.

Discussion :

Since the recognition of this genus and species, numerous specimens have been found throughout Chinese territory.

Gu and Zhi (1974) described specimens under the present designation from the Upper Shihhotse Formation

of Hegu, Shanxi, Shizuishan and Ningxia. The writers have also examined it from large collections from Henan and Gansu, from the same levels.

It must be added that the specimens quoted as ? *Albertia* nov. sp. by Chi and P'an show the same kind of insertion and not clearly spirally arranged leaves on an axis. The specimens are thus transferred to *Yuania striata* Sze.

Outside Chinese territory, apart *Yuania* (*Russellites*) *taeniata* (Darrah), recorded from Belle Plains Formation, which is considered as Lower Permian in age, it seems that the specimens described under the name *Plagiozamites oblongifolius* Halle by Ctyroky (1973) and discovered in the Permian of W. Iraq, belong in fact to the genus *Yuania*.

So, it is clear that all the up to now discovered specimens belonging to the genus *Yuania* (whatever may be the species involved) are restricted to strata of Permian age.

Taeniopteris sp.

(Pl. VIII, fig. 1 et 2)

v. 1933 — *Taeniopteris spatulata* Chi et P'an, p. 499, 501.

Description :

Spatulate elongate leaf, reaching a length of 20,5 cm, with a narrow base 4 mm broad, widening upwards to reach a maximum breadth of 37 mm just below the obtuse tip.

Median nerve rather broad at the base, then tapering gradually up to the tip of the leaf. Lateral veins fine and straight, given off at about 70° from the midrib, bifurcating once at very narrow angle soon near their departure, the secondary branches or only the distal one sometimes bifurcating once more. Veinlets directly running to the lateral margins under a very wide angle, 24 to 26 veinlets per cm at the leaf margin.

Lamina attached to the upper side of the median nerve, with small dots between the lateral veins.

Discussion :

From the general spatulate outline and the straight lateral veins bifurcating near the midrib, the material in hand may be compared with several species described from the Kobosan series of Korean peninsula by Kawasaki, i.e. *Taeniopteris spatulata* (1934, p. 163 ; 1931, pl. 60, fig. 158-167, pl. 61, fig. 165A), *T. macrospatulata* (1934, p. 163 ; 1931, pl. 61, fig. 166) and *T. brevispatulata* (1934, p. 164 ; 1931, pl. 107, fig. 13), but none of these species shows any dot on their lamina, the same observation may be recalled for *Taeniopteris norinii* Halle described by Halle (1927, p. 157, pl. 41, fig. 8-9) which has also a much looser lateral venation, with generally simple veins bending upwards and by no means straight.

So far as the dots are concerned, the present material can more or less be compared with *Taeniopteris multinervis* Weiss (1869-72, p. 98, pl. 6, fig. 13), but, in this European species, the lateral veins are bended too.

By the general habit of the leaf, with its lamina inserted on the upper side of the midrib rather than on the flanks of it, by the fine and dense lateral veins given off at wide

angles, the present form more or less also recalls *Nilssonia simplex* Oishi [1932, p. 334, pl. 44 (26), fig. 7-9 ; pl. 45 (27), fig. 1-4] from the Nariwa flora of Japan. The lamina of this Japanese species is entire too, even though it has been ascribed to the genus *Nilssonia* Brongniart. For this kind of leaves, a new genus, *Nilssoniopteris* has been proposed by Florin (1933, p. 12) if the epidermal structure can be proved to be of bennettitalean type. Because of the unawareness of the cuticular structure of the present material, it seems preferable to the present writers to ascribe it to the more or less noncommittal genus *Taeniopteris* Brongniart.

In the list given in 1933 by Chi et P'an are mentioned *T. spatulata* McClelland and *Nilssonia* cf. *simplex* Oishi. However, with the examination of the original material, the writers failed in finding any specimen referable to these species. All the original material, as well as the new collection, is only referable to *Taeniopteris* sp., and so the original determinations *T. spatulata* and *N.* cf. *simplex* must be considered as doubtful.

Chiropteris reniformis Kawasaki

(Pl. IX, fig. 1)

Description :

Fragment of a leaf measuring 45 mm both in length and width, with notches or splittings along the venation.

Veins fine, all equal in thickness, anastomosing in their course to form narrow polygonal meshes, 5 mm long and 1 mm broad in the largest dimensions.

Discussion :

Of this species, only one fragmentary specimen has been collected. It is not nicely preserved but it reveals, nevertheless, the characteristic radiating and anastomosed venation. It recalls, in all respect, the type specimens illustrated by Kawasaki (1925, p. 27 ; 1934, p. 77 ; 1931, pl. 72, fig. 199-201) from the Kobosan series of Korean Peninsula as well as those described by Halle (1927, p. 177) from the Upper Shihhotse Formation.

Psygmyphyllum multipartitum Halle

(Pl. VIII, fig. 3)

Description :

Large leaf, palmately lobed, at least 17 cm long. Each segment is broadly lanceolate, reaching a width of about 3,3 cm, with a mid thick vein more or less comparable to a midrib, dissolving far below the tip of the segment and giving off, under an acute angle, fine veins, generally straight and indistinctly dichotomising.

Discussion :

This species is the most common form collected and is represented, in the collections, by a fairly large number of specimens, unfortunately no one is complete. However it recalls, in every respects, the material described by Halle from the uppermost fossil-bearing horizon of Upper Shihhotse Formation, at Taiyuan, Shanxi.

Pelourdea ? sp.

(Pl. IX, fig. 2)

Description :

Leaf linear, 15 cm long and 2,4 cm broad, tapering from 3/4 of the length to form an obtuse apex, with a narrow base 4 mm broad, widening very abruptly at 1 cm from the basal insertion.

Veins fine, very few at the base, soon dividing to form 22 to 24 parallel veins, running directly to the blunt tip and to the confluent distal edges.

Discussion :

There is only one specimen in the collection which is the one mentioned by Chi et P'an (1933, p. 501) as *Podozamites distans* ? (Presl). This species normally has small leaves, 4-7 cm long and 0.5-1.4 cm broad, with veins dividing too when entering the base, but they converge slightly at the tip.

Podozamites lanceolatus latifolius (Heer, 1876, p. 109, pl. 26, fig. 5, 6, 8 b-c) also has a large leaf, reminding the present form, but its distal end is narrow, as in the genus *Podozamites*.

Taking into account the linear shape and the parallel venation, the present specimen can be referred to such form-genera as "*Pelourdea*" Seward, "*Yuccites*" Schimper et Mougeot or *Desmiophyllum* Lesquereux as well, because in their original sense they are all characterised by linear leaves with parallel venation. Generally speaking, the generic name *Desmiophyllum* is applied to Mesozoic plants, and the validity of *Yuccites* is questionable due to the poor preservation of the type-specimens.

In China fossil remains pertinent to the genus *Pelourdea* Seward have been repeatedly found in the Upper Shihhotse Formation of Shanxi. *Pelourdea hallei* Sze (1955, p. 193, pl. 1-2), from the Upper Shihhotse Formation of Wuxiang area, recalls fairly well the present specimen in most of the characters, except for the base which seems not so abruptly contracted.

Norinia cucullata Halle

(Pl. IX, fig. 3)

1927 — *Norinia cucullata* Halle, p. 218, pl. 56, fig. 6 (*pars*), 8-12.
v. 1933 — *Nephropsis* cf. *integerrima*, Chi et P'an, p. 499, 500.

Description :

Broad, more or less rhombic lamina with a stout, strong stalk. The lamina is about 7 cm broad and 5,5 cm high, with strong radiating veins, bifurcating and running out to reach narrow teeth in the fringe of the distal margin.

Discussion :

This material, of which many specimens have been obtained, recalls in all respects the original figurations given by Halle in 1927, especially the figures 10, 11 and 12, pl. 56.

P E R M I A N				T R I A S S I C		C H R O N O S T R A T I G R A P H Y
Lower		Upper		Lower		
Shansi Formation	Lower Shihhotse Formation	Upper Shihhotse Formation	Sunjagou Formation	Liujagou Formation	Huoshan- gou Formation	LOCAL DESIGNATIONS
		—				<i>Lobatannularia heianensis</i> (Kodaira)
	---	—				<i>Pecopteris lativencosa</i> Halle
		—				<i>Neuropteridium coreanicum</i> Koiwai
	---	—	(---)			<i>Yuania striata</i> Sze
		—	—			<i>Chiropteris zeniformis</i> Kawasaki
		—	—			<i>Poygophyllum multipartitum</i> Halle
		(---)				<i>Pelourdea</i> sp.
		—	(---)			<i>Norinia cucullata</i> Halle
		—	—			<i>Acanthocarpus</i> sp.

Fig. 3. — Vertical range of the described species (straight lines for Taiyuan area, Shanxi ; dotted lines for areas outside Shanxi ; lines between brackets for comparable species).

Fig. 3. — Extension verticale des espèces décrites (lignes continues pour la région de Taiyuan, Shanxi ; lignes en tirets pour les régions extérieures au Shanxi ; lignes entre parenthèses pour l'extension d'espèces comparables)

A critical examination of the specimens quoted as *Nephropsis* cf. *integerrima* (Schmalhausen) by Chi et P'an (1933, p. 499, 500) has convinced the present writers that these specimens are representatives of *Norinia cucullata*, which can be distinguished from *Nephropsis integerrima* by the teeth on the fringe of the distal margin.

Norinia is a peculiar form of obscure nature. All the known records are hitherto confined to Upper Permian strata of Cathaysian area.

Acanthocarpus sp.

(Pl. IX, fig. 4)

Description :

Seed ovate, 21 mm long and 12 mm broad in the lower third from the bottom, gradually tapering to a blunt apex. In the middle of apex a longitudinal slit tapering downwards probably represents a micropyle.

Outer layer of testa rather thin and provided with fine and rigid spines. Spines straight, measuring 2 mm in length and 0,4 mm at their base, arising obliquely and tapering gradually to an acute tip.

Discussion :

Spine bearing seeds are very rare as fossils, especially for Paleozoic. In the last century, some material from the Permian of Bohemia was described as *Acanthocarpus xanthioides* by Goeppert (1865, p. 177, pl. 26, fig. 27 ; pl. 27, fig. 8-9), with a spined outer surface. According to Seward (1917, p. 305) its "spinous processes attached to an obcordate kernel : these apparent spines are in all probability the remains of a very imperfectly preserved sarcotesta". "The preservation ... has often led to an unnecessary multiplication of generic terms".

This generic name has, however, been retained when a spined seed was described from the Upper Shihhotse Formation of Taiyuan as *Acanthocarpus lagenarius* by Halle (1927, p. 211, pl. 54, fig. 13-14), in which "testa is, also, consisting of two layers" of which "the outer surface" is also "provided with strong hair or spines", like the present material, but the central body or nucle is wider than high in the seed described by Halle, and the upper part of the seed contract more abruptly around the nucle, then elongated in a projected snout.

As only one specimen has been secured from Beijing Western Hills, the writers wait for additional material from elsewhere before to take a decision on the specific delimitation and so, the present specimen is only designated by *Acanthocarpus* sp., with no attempt for the moment about the eventual affinitic relationship.

IV. — CONCLUSION

The fossil flora here described involves all the specimens from the collection mentioned by Chi and P'an in 1933 and the additional specimens recently collected. All the specimens corresponding to the species mentioned by Chi and P'an have been reexamined, except for one specimen, listed as *Pecopteris lativenosa* Halle by Chi and P'an (1933, p. 499), which seems to be definitively lost. However one of the writers (Zhang Shanzhen) had a chance to examine it closely in the sixties and can ascertain that this specimen showed all the characteristic features of the species, especially the very thick lateral veins, which appeared to be cut off abruptly at the margin as stated out by Halle (1927, p. 86). Despite its unfortunate loss, it may be cited here also for reference.

The biostratigraphical distribution of these species in China, and especially from the well-known Taiyuan area (Shanxi) is shown in text-fig 3. From the table it clearly appears that Badachu fossiliferous level must be correlated with the Upper Shihhotse Formation of Taiyuan area and, more precisely, to the upper part of this Formation. This correlation assigns to Badachu level a lower Upper Permian age and not a Triassic one as proposed by Chi and P'an (1933).

This flora coming from an outcrop which is now inside a protected area and no longer workable had never been figured. As plant remains in this area are very rare it appeared interesting to the present writers to make this information available to paleobotanical community, first about the systematic assemblage and secondly because the precedingly given age could wrongly let extend to Mesozoic the vertical range of some species up to now recognized to be strictly Paleozoic.

BIBLIOGRAPHIE

- BRONGNIART A. (1825). — Observations sur les végétaux fossiles renfermés dans les Grès de Hoer en Scanie. *Ann. Sc. Nat.*, Paris, 1ère Ser., 4, p. 200-219.
- CHI Y.S. & P'AN C.H. (1933). — On the existence of the Shuangtsün Series and its Triassic Flora in Hsishan or the Western Hills of Peiping. *Bull. Geol. Soc. China*, Beijing, 12, 2, p. 491-503.
- CTYROKY P. (1973). — Permian flora from the Ga'ara region (Western Iraq). *N. Jb. Geol. u. Palaeont.*, Frankfurt, 7, p. 383-388.
- DARRAH W.C. (1939). — Textbook of Paleobotany. *Appleton-Century Co édit.*, New York, p. 1-441.
- DU X.M. & ZHU J.N. (1982). — The emendation of a cycad genus *Yuania* and the discovery of *Y. chinensis* sp. nov. *Mem. Beijing Nat. His. Museum*, 17, p. 1-6, pl. 1-3.
- FLORIN R. (1933). — Studien über die Cycadales des Mesozoikums. *K. Svensk. vetensk. Akad. Handl.*, Stockholm, Bd 12, p. 1-134, pl. 1-16.
- GOEPPERT H.R. (1864-1865). — Die fossile Flora der permischen Formation. *Palaeontographica*, Cassel, Bd 12, p. 1-224, pl. 1-40, 1864 ; p. 228-316, pl. 41-64, 1865.
- GU & ZHI (1974) - Paleozoic plants from China. *Scientific Press*, Beijing, p. 1-277, pl. 1-130.
- HALLE T.G. (1927). — Palaeozoic Plants from Central Shansi. *Palaeont. Sinica*, Beijing, Ser. A, II, 1, p. 1-316, pl. 1-64.
- HEER O. (1876). — Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes, in *Flora Fossilis Arctica*, Bd 4, 2. *Mem. Ac. Imp. Sc. St. Petersbourg*, 22, p. 1-122, pl. 1-31.
- KAWASAKI S. (1925). — Some Mesozoic Plants in Korea. *Bull. Geol. Surv. Korea*, Seoul, IV, 1, p. 1-71, pl. 1-47.
- KAWASAKI S. (1931). — The flora of the Heian system. *Bull. Geol. Surv. Korea*, Seoul, VI, 2, pl. 16-99.
- KAWASAKI S. (1934). — The flora of the Heian system. *Bull. Geol. Surv. Korea*, Seoul, VI, 3, p. 47-311, pl. 105-110.
- KODAIRA R. (1924). — Note on a new species of *Schizoneura* from Chosen (Korea). *Japanese Journ. Geol. and Geogr.*, 3, 3-4, p. 163-165, pl. 23.
- KOIWAI K. (1927). — On the occurrence of a new species of *Neuropteridium* in Korea and its geological significance. *Sc. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, XI, 1, p. 23-25, pl. 1-2.
- LESQUEREUX L. (1878). — On the *Cordaites* and their related generic divisions in the Carboniferous formation of the United States. *Proc. Amer. Philos. Soc.*, Philadelphia, 17, p. 315-355.
- MAMAY S.H. (1968). — *Russellites*, New Genus, a Problematical Plant from the Lower Permian of Texas. *U.S. Geol. Surv.*, Washington, Prof. Pap. 593-I, p. 1-15, pl. 1-3.
- McCLELLAND J. (1850). — Report of the Geological Survey of India for the season of 1848-1849. Calcutta, In-fol., IV, 92 p., 17 pl.
- OISHI S. (1932). — The Rhaetic Plants from the Nariwa District, Prov. Bitchu (Okayama Prefecture). *Japanese Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4, I, 3-4, p. 257-379, pl. 19(1)-43(35).
- PRESL C.B. (1838) in Sternberg K.V. — Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. *V. Gottliche Haase Söhne édit.*, Prag, 7-8, p. 81-220, pl. XXIX-LIX.
- PUMPELLY R. (1866). — Geological Researches in China, Mongolia and Japan. *Smithsonian Contributions to Knowledge*, Washington, 15, 202, p. 1-143, pl. 1-9.
- REGE R. (1920) - Note su Aleuni Vegetali del Carbonifero della Cina. *Soc. Italiana Sc. nat. Atti*, 59, p. 183-196.
- RICHTHOFEN F.V. (1882). — Das nördliche China. *China*, Bd 2, Verlag von Dietrich Reimer, Berlin, p. 292-336.
- SCHENK A. (1883). — Pflanzen aus der Steinkohlen Formation, in Richthofen F.V., *China*, 5, 2, p. 211-269, , pl. 30-54.
- SCHIMPER W.P. (1879). — in Zittel "Handbuch der Palaeontologie", Teil II, Palaeophytologie. *R. Oldenbourg édit.*, Munich & Leipzig, 1, p. 1-152.
- SCHIMPER W.P. & MOUGEOT A. (1844). — Monographie des plantes fossiles du Grès bigarré de la Chaîne des Vosges. *G. Engelmann édit.*, Leipzig, p. 1-83, pl. I-XL.
- SCHMALHAUSEN J. (1879). — Beiträge zur Jura-Flora Russlands. *Mem. Acad. Imp. Sc. St Petersbourg*, 27, p. 1-96, pl. 1-16.
- SEWARD A.C. (1917). — Fossil plants. *Cambridge Univ. Press*, 3, p. 1-656.

SZE H.C. (1953). — Notes on some fossil remains from the Shihchienfeng Series in Northwestern Shansi. *Acta Palaeont. Sinica*, Beijing, 1, 1, p. 11-20, pl. 1.

SZE H.C. (1955). — On a new species of *Pelourdea* from the Upper Shihhotze series, Southeastern Shansi. *Acta Palaeont. Sinica*, Beijing, 3, 3, p. 193-203, pl. I-II.

WEISS C.E. (1869-1872). — Fossile der jungsten Steinkohlenformation und des Rothliegenden im Saar-Rhein-Gebiete. A. Henry édit., Bonn, p. 1-250, pl. I-XX.

YIH L.F. (1920). — The Geology of Hsi-shan or the West Hills of Peking. *Mem. Geol. Surv. China*, Peking, Ser. A, 1, p. 1-115, pl. 1-15.

EXPLANATION OF PLATES

Except otherwise stated, all the specimens are figured natural size. All the photos are unretouched and have been taken by Mr SONG Zhiyao, photographer at Nanjing Institute of Geology and Paleontology.

The specimens are stored in the collections of the Nanjing Institute of Geology and Paleontology, Academy of Sciences, Chi-ming Ssu, Nanjing 210008, P.R. of China.

EXPLICATION DES PLANCHES

Sauf indication contraire, tous les spécimens sont représentés en grandeur naturelle. Les photos sont sans retouches et ont été réalisées par M. SONG Zhiyao, photographe de l'Institut de Géologie et Paléontologie de Nankin.

Les spécimens sont conservés dans les collections de l'Institut de Géologie et Paléontologie de Nankin, Académie des Sciences, Chi-ming-Ssu, Nankin 210008, République Populaire de Chine.

PLATE VII

Fig. 1. — *Lobatannularia cf. heianensis* (Kodaira)

Showing the shape of leaf-whorl.

Montrant la forme d'un verticille foliaire.

Cat. n° PB14184.

Fig. 2. — Fertile *Pecopteris* sp.

Ultimate pinna.

Penne de dernier ordre.

2a - Enlargement of the upper middle part of the pinna, showing the construction of sori and the shape of sporangia. x5.

Agrandissement de la moitié supérieure de la penne, montrant l'architecture des sores et la forme des sporanges. x5.

Cat. n° PB14188.

Fig. 3. — *Neuropteridium coreanicum* Koiwai

Part of ultimate pinna.

Fragment d'une penne de dernier ordre.

3a - Enlargement of the upper middle part of the pinna, showing the venation. x3.

Agrandissement de la moitié supérieure de la penne, montrant la nervation. x3.

Cat. n° PB14180.

Fig. 4. — *Neuropteridium coreanicum* Koiwai

Enlargement of another specimen, showing the venation. x5.

Agrandissement d'un autre spécimen, montrant la nervation. x5.

Cat. n° PB14187.

Fig. 5. — *Yuania striata* Sze

Leafy shoot.

Rameau feuillé.

5a - Enlargement of the upper part of the shoot, showing the truncate distal edge and the venation of the leaves. x3.

Agrandissement de la partie supérieure de l'échantillon, montrant le bord distal tronqué et la nervation des feuilles. x3.

5b - Enlargement of the lower part of the shoot, showing the arrangement of leaves. x3.

Agrandissement de la partie inférieure de l'échantillon, montrant la disposition des feuilles. x3.

Cat. n° PB14183.

PLATE VIII

Fig. 1. — *Taeniopteris* sp.

Spatulate leaf.

Feuille de forme spatulée.

1a - Enlargement of middle part of the leaf, showing venation and dots. x5.

Agrandissement de la partie médiane de la feuille, montrant la nervation et les ponctuations. x5.

Cat. n° PB14186.

Fig 2. — *Taeniopteris* sp.

Lower part of a small leaf.

Partie inférieure d'une petite feuille.

2a - Enlargement of middle part of the specimen, showing the venation. x5.

Agrandissement de la partie médiane de l'échantillon, montrant la nervation. x5.

Cat.n° PB14179.

Fig. 3. — *Psymphyllum multipartitum* Halle

Part of one leaf with its venation.

Fragment d'une feuille montrant la nervation.

Cat. n° PB14177.

PLATE IX

Fig. 1. — *Chiropteris reniformis* Kawasaki

Part of a fan-shaped leaf. The black material on the specimen is iron oxide.

Fragment d'une feuille flabelliforme. La teinte noire du spécimen est due à un dépôt d'oxyde de fer.

1a - Enlargement of the left side of the leaf, showing the anastomosed veins. x5.

Agrandissement de la partie gauche de la feuille, montrant la nervation réticulée. x5.

Cat. n° PB14182.

Fig. 2. — *Pelourdea* ? sp.

Detached leaf. The black material on the specimen is iron oxide.

Feuille isolée, couverte par un dépôt d'oxyde de fer.

2a - Enlargement of the lower part of leaf, showing parallel venation. x5.

Agrandissement de la partie inférieure de la feuille, montrant les nervures parallèles. x5.

Cat. n° PB14178.

Fig. 3. — *Norinia cucullata* Halle

Ribbed lamina with its tapering base.

Limbe costulé avec sa base rétrécie bien marquée.

3a - Enlargement of the middle part of the specimen, showing the ribs. x5.

Agrandissement de la partie médiane du spécimen, montrant la costulation.

Cat. n° PB14189.

Fig. 4. — *Acanthocarpus* sp.

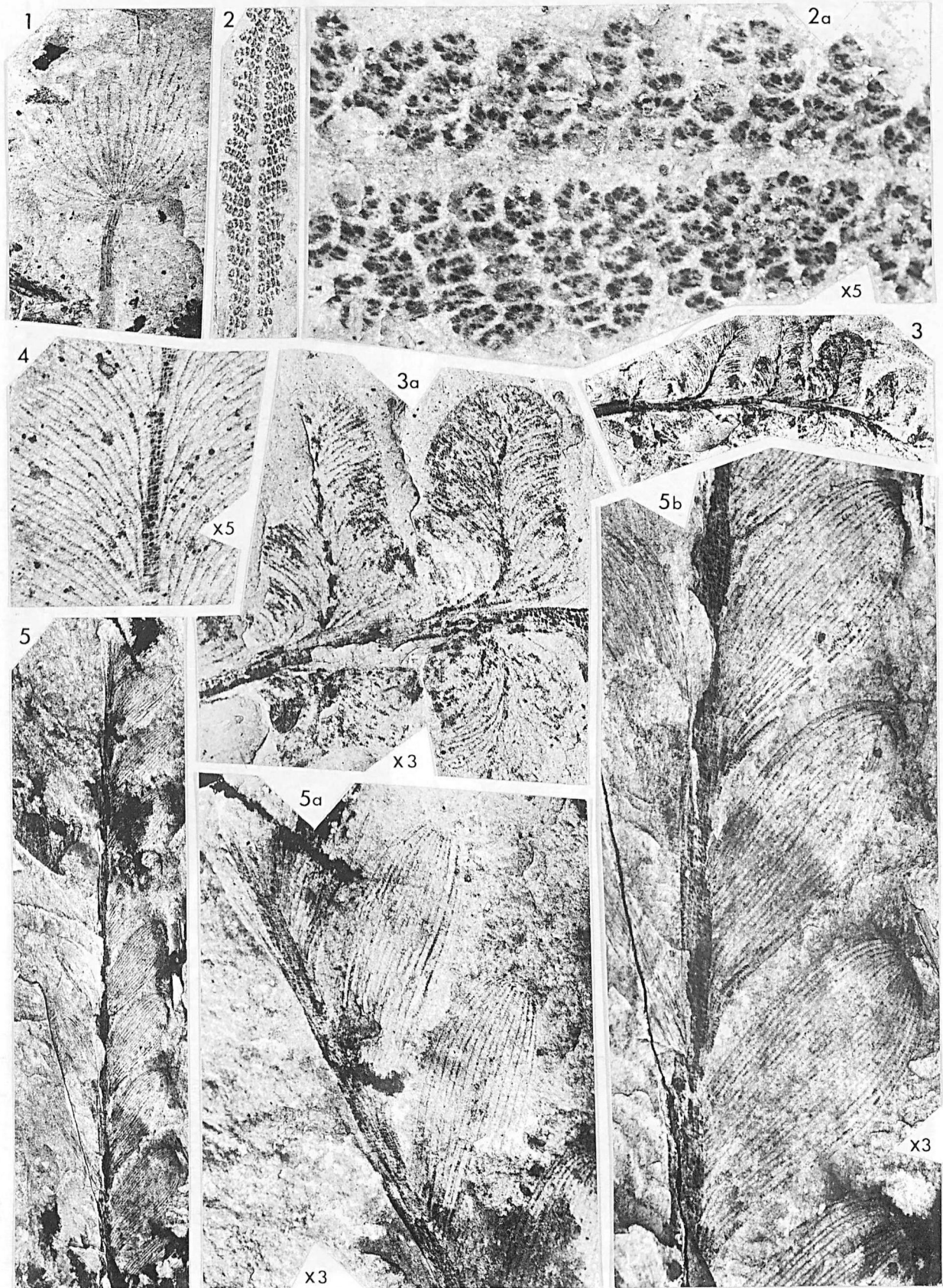
Seed with a clearly marked nucle.

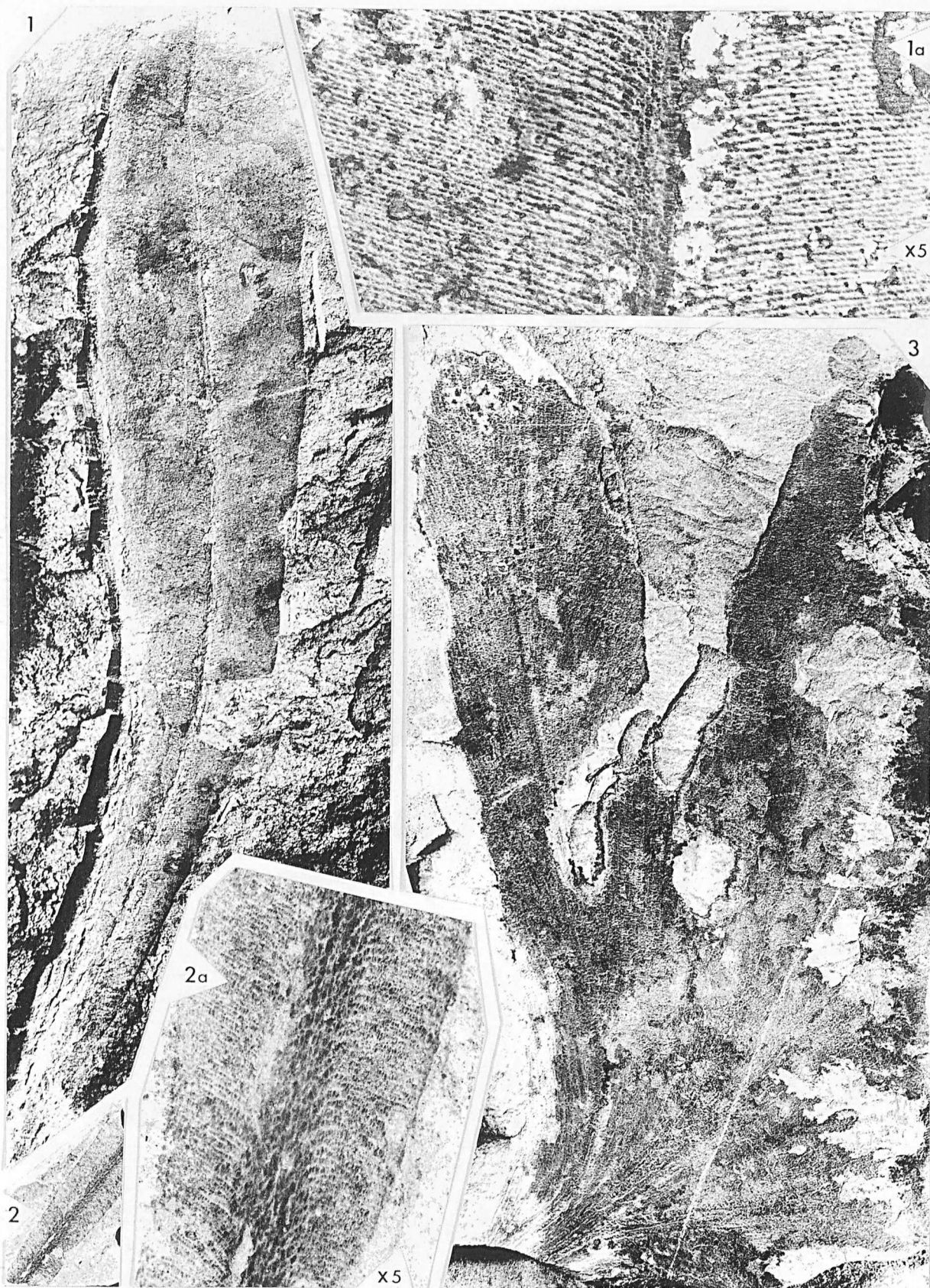
Graine avec un noyau bien marqué.

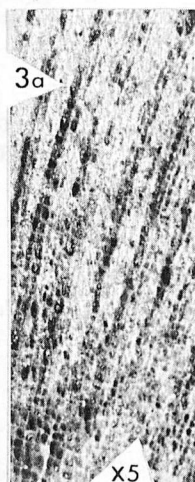
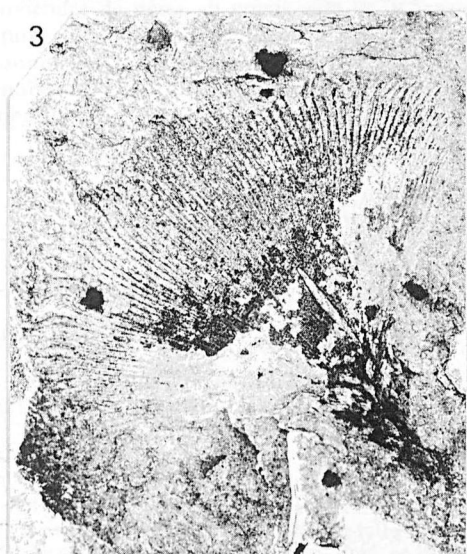
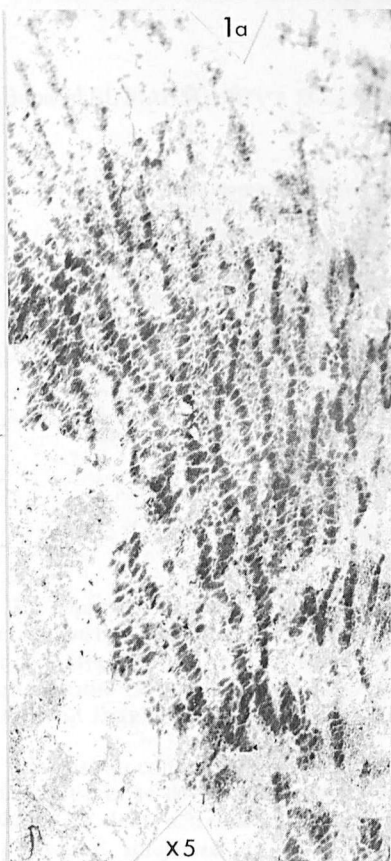
4a - Enlargement of the seed, showing stiff spines on the right hand side.

Agrandissement de la graine, montrant clairement des épines raides sur le côté droit.

Cat. n° PB14181.







CALAGE EN REGIME PERMANENT D'UN MODELE MATHEMATIQUE APPLIQUE A LA NAPPE DE BERRECHID (MAROC)

Adjustement of mathematical model in steady state applied to the aquifer of Berrechid (Morocco)

Bouabid EL MANSOURI (*), Marc DZIKOWSKI (*), Frédérick DELAY (**), Eric CARLIER (*) et Norbert CRAMPON (*).

Résumé.— La nappe de Berrechid, située au sud de Casablanca (Maroc) a été modélisée par la méthode des différences finies. Le calage en régime permanent du modèle a permis d'établir la carte de transmissivité qui apparaît comme un paramètre hétérogène au niveau du secteur étudié. De plus, la localisation des valeurs élaborées de transmissivité concorde avec celle d'un réseau hydrographique anté-pliocène constituant un guide principal des écoulements souterrains. Des scénarios de simulation ont été effectués afin de connaître la réponse de la nappe aux sollicitations d'exploitation.

Abstract.— *The Berrechid's aquifer, localized in south of Casablanca (Morocco), has been modelised by the finite difference method. The adjustment in steady state has permitted to draw up the transmissivity's map which appeared as a heterogeneous parameter for the field studied. More over, the localization of the elaborated values of transmissivity agree with these of drainage pattern ante-pliocene which constitute a principal guide of underground flows. Some scenarios of simulation have been effectuated in order to know the replay of the aquifer exploitation.*

I. — INTRODUCTION

La nappe de Berrechid, dont la superficie est de 1600 Km², constitue une des ressources principales en eau du Maroc (fig. 1). La plaine sus-jacente connaît une exploitation agricole intensive dont les produits alimentent l'agglomération de Casablanca.

L'industrie, concentrée jusqu'à présent à Casablanca, se décentralise et se développe de façon importante (Mouhdi, 1988). Ces deux activités en plein essor impliquent une exploitation intensive de la ressource en eau qu'il conviendra de gérer au mieux afin de préserver le milieu naturel tout en répondant aux besoins dans une mesure raisonnable. L'élaboration d'un modèle mathématique de simulation s'avère très performant pour atteindre cet objectif.

II. — CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DE LA NAPPE

1) Stratigraphie

a) Primaire

Les formations paléozoïques n'affleurent qu'au niveau des bordures de la plaine et sont constituées:

- Au nord, entre Médiouna et Bouskoura: de schistes verts acadiens, micacés; surmontés de quartzites roses d'Elhank.

- Au sud-ouest dans la plaine d'Ouled Abbou: de schistes de l'Ordovicien inférieur souvent couverts d'une pellicule mince de limon.

- Au sud-est, de schistes gothlandiens et dévoniens intercalés de niveaux gréseux (quartzites). Ces niveaux engendrent des formes résistantes à l'érosion appelées localement Sokhrates.

b) Secondaire

Trias : Les formations triasiques sont représentées par des argiles pélitiques, des grès rouges intercalés de niveaux gréseux plus clairs, des conglomérats, des coulées de basaltes et des dolérites. Cet ensemble constitue le mur des aquifères de la plaine de Berrechid.

Crétacé : L'Infra-Cénomaniens transgresse en discordance sur le Trias; et est constitué de grès et d'argiles de couleur rougeâtre, riches en gypse parfois avec des assises conglomératiques, alors que le Cénomaniens est un dépôt de sable, de grès tendre et d'argiles sableuses. Il se poursuit par des marnes jaunâtres ou des argiles marneuses vertes ou bariolées.

(*) Laboratoire d'Hydrogéologie, Univ. de Lille I.

(**) Laboratoire de Géologie appliquée, Univ. de Paris VI.

Note présentée le 5 Décembre 1990 et acceptée pour la publication par le conseil de la S.G.N. le 11 Mars 1992

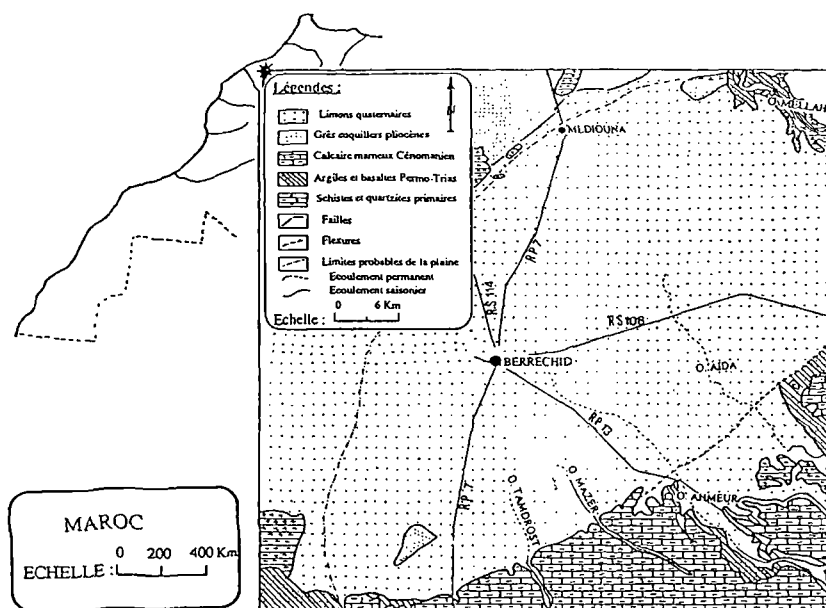


Fig. 1. — Localisation et carte géologique de la plaine de Berrechid (Maroc)
origine: Service d'Hydrogéologie, Administration de l'Hydraulique, Rabat, Maroc. (d'après L. Moulard, M. Gout, R. Hazan, 1964)

Fig. 1. — localisation and Geological map of the Berrechid plain (Morocco).
origine : Hydrogeological survey, Administration of the hydraulic, Rabat, Morocco.(according Moulard L, Gigout M, Hazan R., 1964).

c) Tertiaire

Les formations du Tertiaire reposent en discordance sur le Cénomane, et sont représentées à leur base par un conglomérat peu important, surmonté de sables calcaires détritiques. L'épaisseur de ces terrains est de 20 à 30 m; c'est le niveau qui présente l'intérêt hydrogéologique majeur (Hazan et Ferre, 1964). Pendant cette période, la plaine a connu une brève incursion de la mer dont la limite d'extension correspond au versant de la falaise du plateau de Settat au sud. La régression marine a engendré la mise en place des cordons dunaires.

d) Quaternaire

Il est constitué de limons à la base desquels on rencontre des niveaux plus ou moins chargés de graviers et des galets. Ces derniers augmentent en quantité au fur et à mesure qu'on s'approche du plateau de Settat. L'épaisseur de ces terrains varie de 0 à 50 m. Viennent ensuite des dépôts récents constitués de limons qui sont dans la plupart des cas sableux, d'origine éolienne ou éluvial.

2) Tectonique

La plaine de Berrechid fait partie du domaine marin de la méséta marocaine occidentale. L'histoire tectonique primaire de la région est complexe (Michard, 1976); en effet, elle est marquée par la succession de périodes de transgression et de régression. Les sédiments antérieurement déposés ont été fortement plissés pendant la phase orogénique hercynienne. Pendant le Permo-Trias, il y eut une érosion très importante due à la présence des reliefs d'une part, et au retrait de la mer d'autre part. La présence de failles a facilité l'arrivée de coulées volcaniques. La mer a transgressé au Crétacé inférieur, ce qui a engendré des calcaires, des marnes, et des argiles.

Au Tertiaire, les phases orogéniques atlasiques et rifaines ont engendré des flexures et des failles de direction SW-NE et de faibles rejets au sud de la région. Pendant cette période, la mer s'est retirée livrant la région à l'érosion continentale d'une part et à l'installation d'un réseau hydrographique actuellement comblé d'autre part.

Pendant le Pliocène, la mer a envahi de nouveau la région, et s'est retirée après avoir déposé des calcaires détritiques. La formation des cordons de dunes a fermé la plaine dans sa partie NW et l'a isolée de l'océan.

L'alternance des cycles pluviaux et interpluviaux a marqué le Quaternaire de la région.

La plaine était soumise à un comblement par des matériaux érodés sur le plateau de Settat et transportés par les oueds durant la phase pluviale.

III. — ELABORATION ET CALAGE DU MODELE MATHEMATIQUE

En hydrogéologie, les méthodes les plus utilisées dans les modèles mathématiques sont les méthodes des différences finies (MDF) (Marsily de, 1972 et 1981; Mania, 1978; Jacob & Verruijt, 1987; Ledoux, 1986) et les méthodes des éléments finis (MEF) (Goue, 1983). La MDF utilisée dans la modélisation de la nappe du Berrechid est une méthode numérique itérative, son principe est la discrétisation spatiale et temporelle d'une équation aux dérivées partielles. le phénomène physique est observé alors dans un pas de temps et d'espace: dans notre cas, le potentiel hydraulique est déterminé seulement au niveau des noeuds (ou centres des mailles) d'un maillage; le noeud représente la charge moyenne à l'intérieur d'une maille qui peut être carrée ou rectangulaire.

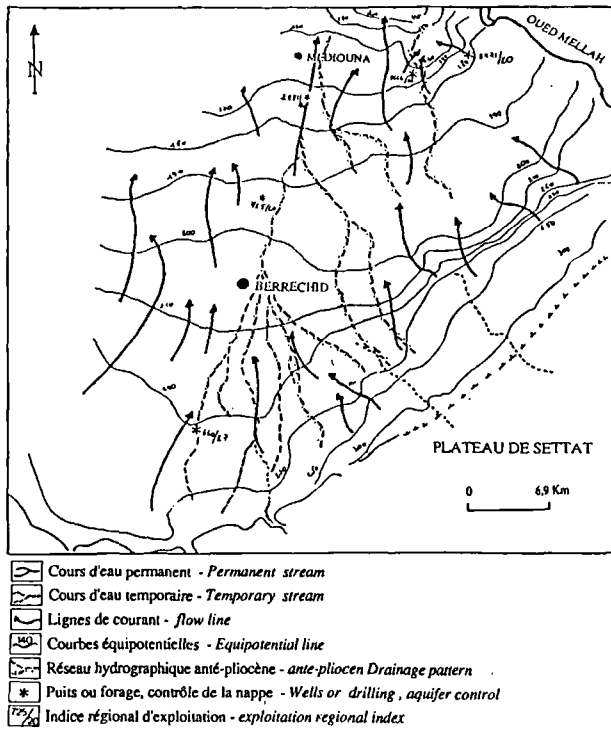


Fig. 2. — Carte piézométrique de référence (1971).
Fig. 2. — Water table of reference (1971)

L'écoulement souterrain est régi par trois équations:

- Loi de Darcy (1856)
- Loi de continuité
- Equations d'état

L'identification de ces trois équations a abouti à une équation générale dite équation de la diffusivité qui s'écrit en régime transitoire:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial H}{\partial t} + q$$

Si le milieu est horizontalement anisotrope, on peut écrire:

$$T_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + T_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = S \frac{\partial H}{\partial t} + q$$

Où T: tenseur des transmissivités (c'est l'intégrale de la perméabilité sur la hauteur de la couche (en m²/s). S: coefficient d'emmagasinement (sans dimension). q: terme source de signe positif ou négatif.

Considérons une maille de centre 0 en relation avec ses quatre mailles voisines (Kinzelbach, 1986). La relation établie entre elles est la suivante :

$$T_{1,0}H_1 + T_{2,0}H_2 + T_{3,0}H_3 + T_{4,0}H_4 - (T_{1,0} + T_{2,0} + T_{3,0} + T_{4,0}) H_0 = a^2 S_0 \frac{\partial H_0}{\partial t} + Q$$

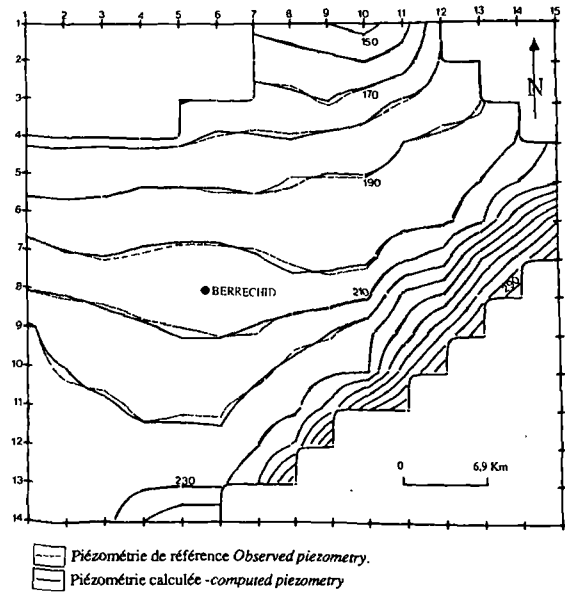


Fig. 3. — Carte de superposition : piézométrie calculée et mesurée.
Fig. 3. — Map of superposition : computed piezometry , observed piezometry.

-T_{i,j} : Transmissivité de passage entre la maille i et j, égale à la moyenne harmonique entre T_i et T_j. Pour n mailles, on obtient un système de n équations linéaires à n inconnues que l'on résout généralement par méthode itérative (Kinzelbach, 1986).

- a: côté d'une maille carré.

- En régime permanent, la variation de H en fonction du temps est nulle; par conséquent, le coefficient d'emmagasinement S₀ n'intervient pas dans le calcul et donc seule la transmissivité sera calée.

La phase la plus importante de la modélisation est le calage. Il s'agit d'attribuer progressivement aux paramètres du système, dans notre cas la transmissivité, des valeurs jusqu'à l'obtention d'une adéquation entre les piézométries de référence (fig. 2, 3) et calculée (fig. 3) et puis d'en déduire implicitement la carte de distribution de ce paramètre (fig. 4) qui est essentiel dans la détermination de la productivité d'un aquifère, et par conséquent la gestion de celui-ci en orientant l'installation des puits de pompage dans les zones hydrogéologiquement favorables. Le programme informatique utilisé est celui de Kinzelbach (1986), que nous avons modifié au niveau des restitutions graphiques.

IV. — ADEQUATION ENTRE LE MODELE ET LES ECOULEMENTS SOUTERRAINS - EXEMPLES D'AMENAGEMENTS.

L'objectif essentiel du modèle est de calculer les transmissivités du domaine modélisé. D'après les valeurs obtenues par le modèle, il apparaît que la transmissivité est très hétérogène. Plusieurs facteurs peuvent expliquer l'origine de cette hétérogénéité:

Elle est due fort probablement à la lithologie du matériel du réservoir. A ce facteur peut s'ajouter le facteur structural,

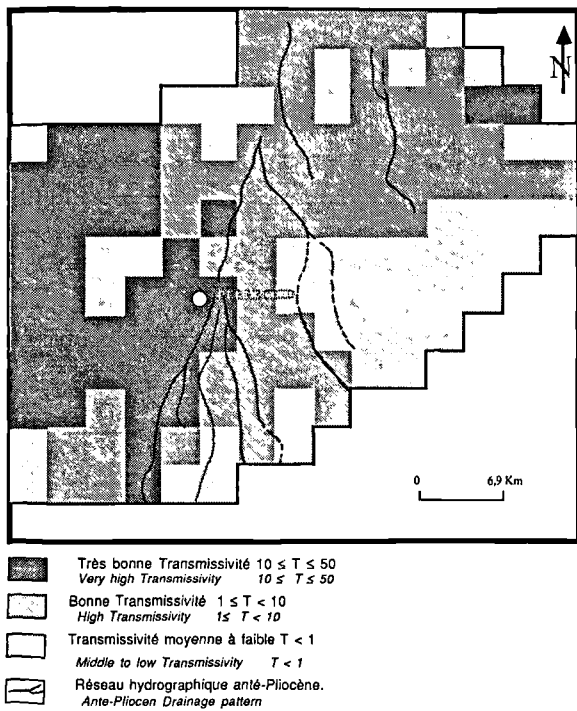


Fig. 4 — Carte des Transmissivités calculées (T en $10^{-2}m^2/s$).

Fig. 4 — Map of computed Transmissivity (T in $10^{-2}m^2/s$).

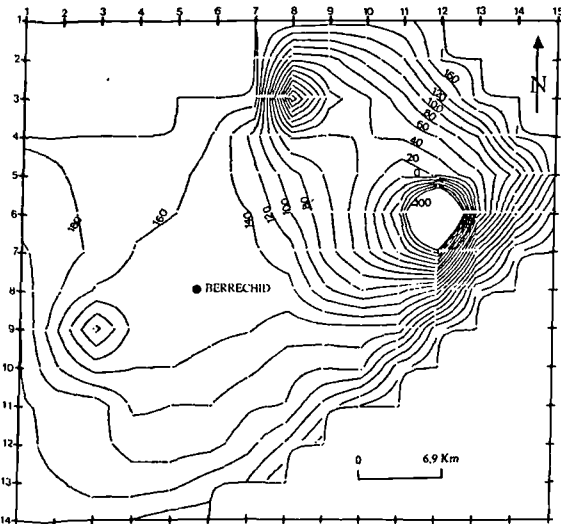


Fig. 5. — La configuration des équipotentiels après l'installation des puits de pompage simulés dans différentes zones de transmissivité.

Fig. 5. — The piezometric configuration after installation of simulated pumping -wells in different zones of transmissivities.

à savoir quelques failles mineures de faibles rejets ainsi que le réseau des fissures provoquées par les phénomènes néotectoniques durant le Quaternaire.

Des études géophysiques et géologiques antérieures ont montré l'existence d'un réseau hydrographique anté pliocène actuellement comblé et réparti essentiellement dans la zone sud à sud-est. Or, la carte de répartition des

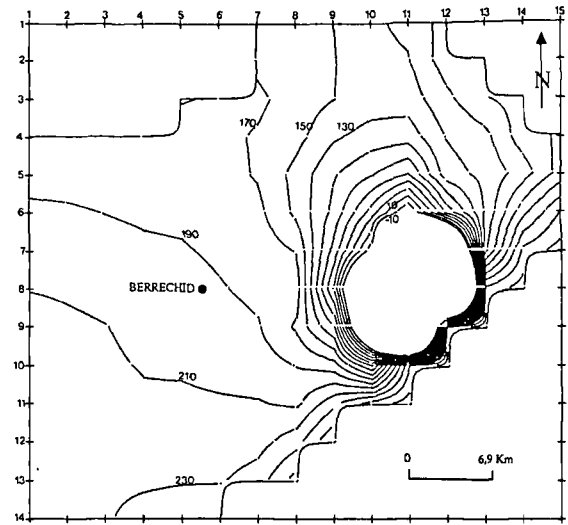


Fig. 6. — La configuration des équipotentiels après l'installation des puits de pompage simulés dans différentes zones de transmissivité.

Fig. 6. — The piezometric configuration after installation of simulated pumping -wells in different zones of transmissivities.

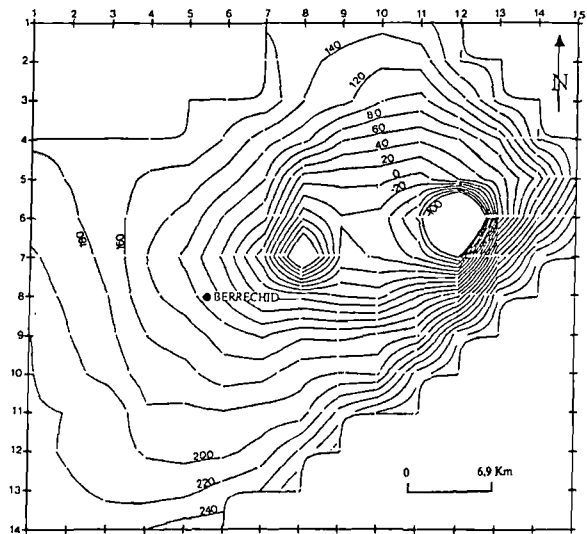


Fig. 7. — La configuration des équipotentiels après l'installation des puits de pompage simulés dans différentes zones de transmissivité.

Fig. 7. — The piezometric configuration after installation of simulated pumping -wells in different zones of transmissivities.

transmissivités calculées par le modèle (El Mansouri, 1990) montre une zone de très bonne transmissivité distribuée suivant ces réseaux comblés (fig. 4) ce qui montre alors la fiabilité du modèle et sa représentativité par la convergence des résultats des deux méthodes.

Une fois le modèle calé, des scénarios (fig. 5, 6, 7) peuvent être simulés (Levassor, 1978) afin de prévoir la réaction du système aquifère face à des aménagements et des contraintes de sollicitations. Il devient alors un outil de décision.

Entrées en m ³ /s	Sorties en m ³ /s
Infiltrations = 1,274	Drainage vers le Sahel côtier = 0,847
Alimentation souterraine = 1,014	Pompages (Irrigation, AEP, ...) = 1,2
Alimentation par Les Oucds = 0,684	
<i>Total entrées - inflows =</i> 2,974	<i>Total sorties - outflows =</i> 2,04

Tabl. I. — Bilan de la nappe de Berrechid (1971)

Tabl. I. — *Berrechid aquifer's balance (1971)*

V. — CONCLUSION

Le calage en régime (tabl. I) permanent a permis d'estimer la réserve en eau souterraine de la plaine de Berrechid, qui s'avère être faible relativement aux dimensions du secteur étudié qui est en plein essor démographique et industriel. De plus, les quantités prélevées pour l'irrigation vont s'accroître par l'installation des centres pivots. Aux problèmes de quantités, vont s'ajouter les problèmes de qualité engendrés par les rejets industriels, agricoles et humains. La suite logique de ce travail est donc d'étudier le régime transitoire et d'y greffer un modèle hydrodispersif afin d'assurer au mieux la gestion et la protection de la nappe de Berrechid.

BIBLIOGRAPHIE

- EL MANSOURI B. (1990). — Modélisation des écoulements souterrains de la plaine de Berrechid. DEA, Univ de Lille I, 87 p.
- GOUE B. (1983). — Contribution à l'utilisation de la méthode des éléments finis en hydrogéologie. Essai d'application au milieu fissuré carbonaté. exemple du Bassin de Saugras (Montpellier-France).-Thèse de docteur-ingénieur en géologie appliquée, 153 p.
- HAZAN R. et FERRE M. (1964). — Notice explicative de la carte hydrogéologique de la plaine de Berrechid. Office national des irrigations, Service des ressources en eau, Rabat, 23 p.
- JACOB B. & VARRUIJT A. (1987). — Modelling groundwater flow and pollution. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht / Boston / Lancaster / Tokyo. 414 p.
- KINZELBACH W. (1986). — Developpements in water science. Groundwater modelling, an introduction with sample programs in basic. New-york. Elsevier, 333 p.
- LEDOUX E. (1986). — Modèles mathématiques en hydrogéologie. *E.N.S.M.P., centre d'informatique géologique*, 120 p.
- LEVASSOR A. (1978). — Simulation et gestion des systèmes aquifères, application aux nappes du complexe terminal du bas sahara. Thèse de docteur 3^{ème} cycle, Paris 6 - E.N.S.M.P., 173 p.
- MANIA J. (1978). — Gestion des systèmes aquifères. Application au nord de la France. *Soc. géo. Nord, Mémoire 15*, 230 p.
- MARSILY G.de. (1972). — Calcul en géologie: *In traité d'informatique géologique*. Masson, Paris, p 239 - 283.
- MARSILY G.de. (1981). — Hydrogéologie quantitative. Ed. Masson, Paris, 215 p.
- MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc. n° 252*, 408 p.
- MOUHDI A. (1988). — Ressources en eau de la plaine de Berrechid. Rapport de DEA, Université des sciences et technique de Lille. 123 p.

STRUCTURES SEDIMENTAIRES DANS LES GRES DE VIREUX (DEVONIEN INFERIEUR). LA COUPE DU MONT VIREUX, ARDENNE MERIDIONALE

Sedimentary structures of vireux sandstones (lower Devonian). a section in the southern Ardenne

par Irfan CIBAJ (*)

Résumé. — La Formation des Grès de Vireux affleure dans l'Allochtone Ardennais. Elle est constituée de séquences sédimentaires de différents ordres emboîtées les unes dans les autres. A l'intérieur des séquences, on observe des structures sédimentaires formées dans différents milieux de sédimentation. L'interprétation de ces structures conduit à une différenciation de la plate-forme continentale en plusieurs zones.

Abstract. — The "Grès de Vireux" Formation crops out in the Ardenne Allochthonous. It is composed of different orders of sequences. These sequences are constituted of sedimentary structures produced by different sedimentary environments. The reconstruction of a paleogeographical profile of the continental platform is possible by their interpretation.

I. — INTRODUCTION

La Formation des Grès de Vireux, affleure dans l'Allochtone Ardennais au nord du massif de Rocroi (fig. 1). Elle est d'âge dévonien inférieur, emsien inférieur (Beugnies *et al.*, 1970 b). Cette formation a attiré depuis longtemps l'attention des géologues par son caractère lithologique de série gréseuse entourée à sa base et à son sommet par des séries pélitiques. Dans cette formation les déformations tectoniques sont bien préservées, et ont fait l'objet de nombreuses recherches (Gosselet, 1888 ; Asselberghs, 1938 ; Beugnies, 1967 ; Beugnies *et al.*, 1970 a ; Sevrin, 1985). Par contre les études stratigraphique et paléontologique, sont peu nombreuses (Strel *et al.*, 1987) et les études sédimentologiques inexistantes. Des études stratigraphiques d'ordre régional considèrent l'ensemble de la série du Dévonien inférieur de l'Allochtone Ardennais comme une série sédimentaire déposée sur la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Paproth *et al.*, 1986 ; Blicek *et al.*, 1988).

Le but de cette étude est de décrire les structures sédimentaires observées dans la Formation des Grès de Vireux et de proposer une interprétation préliminaire de leurs milieux de sédimentation à partir de l'analyse détaillée d'une coupe type située au Mont Vireux. Une carrière abandonnée offre en effet un affleurement continu mais l'étude détaillée des structures sédimentaires sur le terrain demeure cependant assez malaisée ; les roches, en général de couleur sombre, ont du être étudiées par la méthode des répliques d'acétate (Cibaj, 1991b).

La Formation des Grès de Vireux représente un ensemble de dépôts marins de plate-forme épicontinentale (Sevrin, 1985 ; Meilliez, 1989). Elle est constituée par une alternance de grès et de pélite, organisée en séquences de différents ordres, déterminées par l'agencement vertical des structures sédimentaires. Ces structures sont caractérisées par la lithologie et par le litage. Ces deux facteurs sont importants pour interpréter le milieu de sédimentation et l'énergie des événements qui les ont mis en place.

II. — CADRE GENERAL

La connaissance de la structure géologique profonde de l'Ardenne a été renouvelée à l'occasion des travaux des programmes ECORS-Nord de la France (Chamley, 1984, 1985 ; Raoult, 1986 ; Raoult & Meilliez, 1985, 1987 ; Meilliez, 1987 ; Meilliez & Raoult, 1987 ; Cazes *et al.*, 1985, 1986). Deux domaines sont distingués (fig. 1) : le Parautochtone Brabançon au Nord et l'Allochtone Ardennais au Sud, séparés par le Chevauchement Frontal Ardennais (Meilliez, 1989 ; Meilliez & Mansy, 1990) dont la Faille du Midi représente le toit. Cette structure résulte de raccourcissements varisques d'âge carbonifère supérieur.

Dans chacun des domaines distingués, une couverture sédimentaire dévono-carbonifère repose en discordance sur un substratum d'âge paléozoïque inférieur, qui avait été plissé et failté à la faveur du raccourcissement calédonien (fig. 1).

(*) U.S.T.L., Sciences de la Terre SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq (France)

Note présentée le 9 Mai 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 11 Mars 1992.

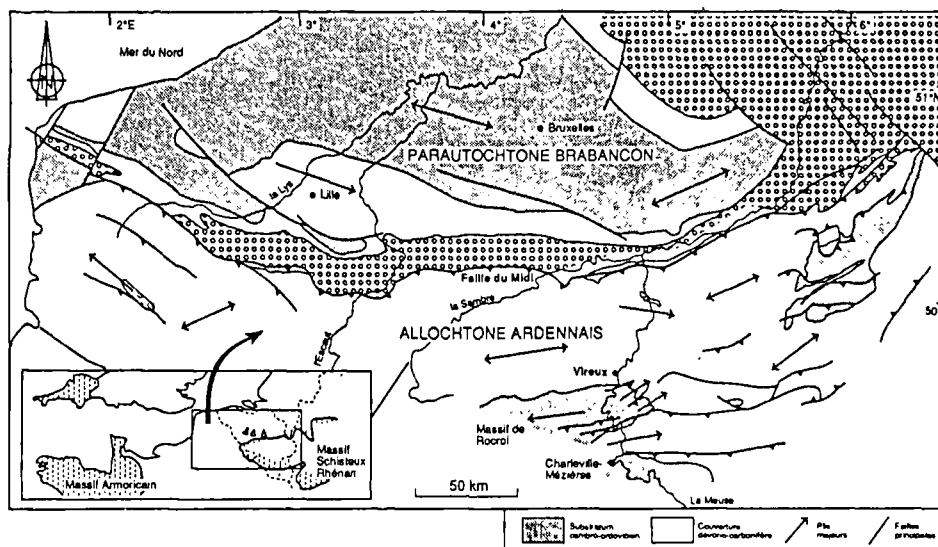


Fig. 1. — Ecorché infra - mésozoïque montrant la structure générale du Paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant (d'après Meilliez & Mansy, 1990). Le Parautochtone Brabançon au Nord et l'Allochtone Ardennais au Sud sont deux domaines majeurs varisques séparés par un complexe tectonique, dont la Faille du Midi est une des composantes. Chaque domaine comporte un substratum de Paléozoïque inférieur (1) surmonté en discordance par une couverture dévono-dinantienne (2) et le Houiller (3) daté du Namuro-Westphalien. (4) - Failles principales ; (5) - directions des plis majeurs.

Fig. 1. — Paleozoic structural sketch of Ardenne (from Meilliez & Mansy, 1990). The Brabant Parautochthonous in the north and the Ardenne Allochthonous in the south are separated by Midi Thrust.

D'après les caractères lithologiques des dépôts, cinq épisodes sédimentaires sont distingués en Ardenne pendant le Dévono-Carbonifère (Meilliez, 1989) :

1 - Dévonien inférieur (Lochkovien - Praguien - Emsien) : après les conglomérats couvrant en discordance le Cambro-Ordovicien, dépôt d'une série d'épaisseur plurikilométrique de terrigènes fins avec des rudites et arénites ; alternance de dépôts continentaux et marins ;

2 - Dévonien moyen (Eifélien - Givétien) : passage graduel, en milieu marin, d'un terrigène fin à une plate-forme récifale de transition entre le domaine marin franc et le domaine lagunaire ;

3 - Dévonien supérieur (Frasnien - Fammenien) : retour des terrigènes s'étalant sur la plate-forme ;

4 - Carbonifère inférieur (Dinantien) : seconde plate-forme carbonatée ;

5 - Carbonifère supérieur (Namurien - Westphalien) : flysch houiller, corrélatif du raccourcissement varisque.

Deux cycles tectonosédimentaires ont été proposés pendant le Dévonien inférieur à l'échelle de la marge Ardennaise (Steemans, 1989 ; Meilliez, 1989).

- Le premier cycle commence avec la Formation de Fépin (Lochkovien). Il représente le début de la phase de transgression et l'évolution vers un milieu marin franc (Formation de Mondrepuis). La Formation d'Oignies, constituée de faciès de comblement, marque la dernière étape du cycle.

- Le deuxième cycle, moins bien précisé, débute par une discordance sédimentaire avec érosion sur laquelle repose un cortège transgressif peu épais. Les Grauwackes de Montigny marquent le maximum de la transgression. Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz représentent la dernière étape du cycle, c'est-à-dire un

prisme progradant. La Formation des Grès de Vireux s'inscrit dans un cadre générale en aggradation-progradation, tandis que la Formation des Schistes de Chooz montre une évolution générale en aggradation (Cibaj, 1991a).

Cette même évolution a été observée dans l'Eifel où l'Emsien supérieur est séparé de l'Emsien inférieur par une discordance régionale nette (Meyer & Stetz, 1980, *in* Meilliez, 1989).

La définition originelle de la Formation des Grès de Vireux est due à Gosselet (1864). Il distingue le "Grès noir de Vireux" ou "grès noir" ... "qui constitue la colline à laquelle est adossé Vireux. Il est pailleté et entre les bancs on trouve des lits de schistes arénacés compacts." Une étude détaillée des structures sédimentaires de cette formation a été effectuée dans la coupe où cette formation a été définie par Gosselet. La coupe n'est pas complète ; elle commence près de la base de la Formation des Grès de Vireux et continue jusqu'à son sommet au passage vers la Formation des Schistes de Chooz.

III. — PRESENTATION DE LA COUPE

La Formation des Grès de Vireux est dominée lithologiquement par des grès, intercalés de silts et de pélites, organisés en différents ordres de séquences emboîtées. Les séquences-types seront décrites ici successivement des plus minces aux plus épaisses.

1) La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique - Elle est constituée de deux termes : un terme inférieur à dominante pélitique et un terme supérieur gréseux (fig. 2 a), le tout formant une séquence négative de type

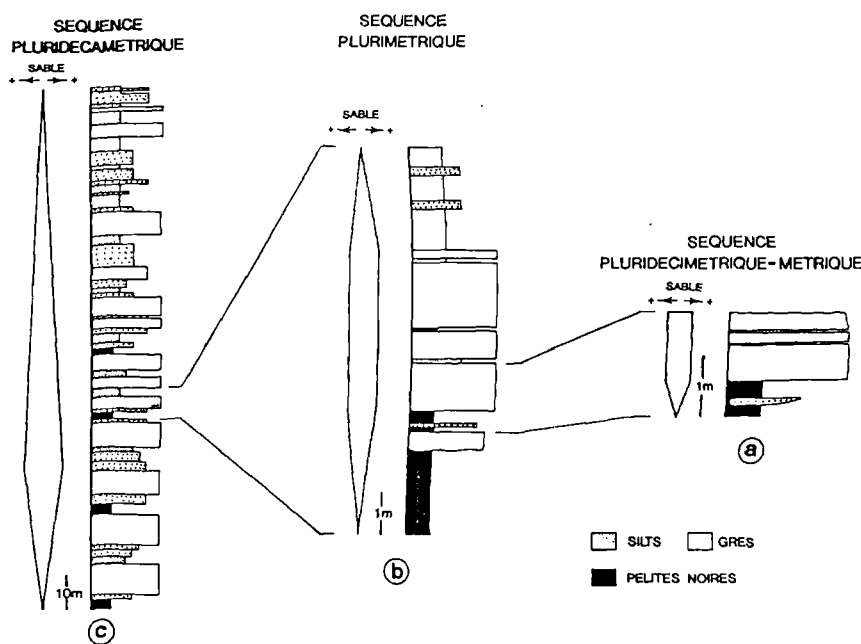


Fig. 2. — Les différents ordres des séquences emboîtées de la Formation des Grès de Vireux

Fig. 2. — Different rates of sequences packed of the "Grès de Vireux" Formation.

granocroissant. L'épaisseur de cette séquence peut varier de 0,5 à 5 m. Le terme inférieur est constitué par des interstrates de pélite et par des paquets composés de strates de silt et de grès. Le terme supérieur est constitué d'un, de deux ou de trois strates ou paquets de strates de grès. L'épaisseur du terme inférieur et celle du terme supérieur varient d'une séquence à l'autre. On observe toutes les variations d'épaisseur relative et de composition entre des séquences à dominante pélitique et des séquences gréseuses.

2) **La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique** - Elle est constituée de trois ou cinq séquences pluridécimétriques à métriques (fig. 2 b), dont une à la base à dominante pélitique, trois à dominante gréseuse et une dernière au sommet plus silteuse. Son épaisseur varie de 3 à 15 m.

Ces séquences constituent le motif de base de la série étudiée. Celui-ci est répétitif et identifiable tout au long de la Formation des Grès de Vireux.

3) **La séquence d'épaisseur pluridécamétrique** - Elle comprend toute la Formation des Grès de Vireux (fig. 2 c). Elle est dessinée sur la variation de pourcentage de grès et de pélite dans la coupe. La partie basse de la Formation est globalement plus riche en matériel gréseux que la partie supérieure.

A l'intérieur des séquences de différents ordres, on observe des structures sédimentaires conditionnées par la paléoprofondeur et l'énergie du milieu de sédimentation.

IV. — STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires seront décrites d'abord pour le terme inférieur à dominante pélitique des séquences

d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, puis pour le terme supérieur gréseux de ces mêmes séquences, enfin pour les séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique à caractère silteux.

1) Les structures du terme inférieur à dominante pélitique des séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique

a) Le litage des strates centimétriques silteuses

Le silt et/ou le grès fin constituent les strates et les lamines des termes inférieurs à dominante pélitique des séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique de la Formation des Grès de Vireux. Sur le terrain, les strates silteuses se confondent dans la masse pélitique du terme et ne sont pas directement discernables : leur structure interne apparaît grâce à la méthode des répliques d'acétate (Cibaj, 1991b).

La base des strates silteuses est érosive, avec de nombreuses gouttières, des sillons d'érosion de dimensions plurimillimétriques, et des incisions millimétriques (fig. 3). Elle peut aussi être érosive et plane. L'épaisseur des strates varie de quelques millimètres à 2 - 3 cm. A l'intérieur des strates, le litage est plan horizontal, parfois légèrement ondulé. Verticalement ces strates passent à des pélites, soit graduellement, soit par bandes (fig. 3).

Les strates centimétriques silteuses gradées sont des strates lenticulaires à caractère discontinu. Leur nature est épisodique.

Les strates silteuses gradées, les gouttières d'érosion, le litage plan parallèle ou légèrement ondulé, seraient induits par l'action des vagues de forte énergie (régime supérieur) lors des tempêtes (Dyer, 1982 ; Harms *et al.*, 1982 ; Flood, 1983 ; Aigner, 1985 ; Aigner & Reineck, 1982).

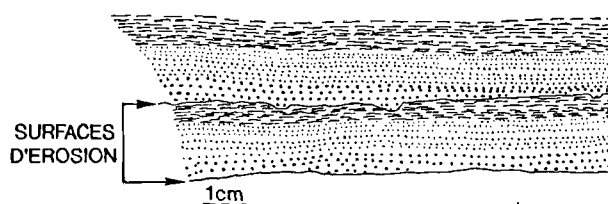


Fig. 3. — Strates silteuses gradées (a) et strates peu épaisses silteuses (b).

Fig. 3. — Storm graded layers (a) and silt layers (b).

Les strates silteuses gradées sont utilisées aujourd'hui comme d'excellents critères de profondeur. Ces dépôts, appelés "storm graded layers", ont été observés en milieux actuels comme en Mer du Nord (Aigner, 1985 ; Aigner & Reineck, 1982). Ils ont été parmi les premiers à être attribués à des dépôts de tempêtes (Reineck *et al.*, 1967, Gadow & Reineck, 1969 ; Reineck & Singh, 1971, 1980). Ils se forment en position distale, dans l'offshore supérieur, sous l'action des tempêtes.

Les strates centimétriques silteuses gradées de la Formation des Grès de Vireux se seraient déposées en milieu marin distal. Elles se caractérisent par une faible épaisseur (quelques centimètres), et une granulométrie fine (de l'ordre du grès fin et silt). Elles sont encadrées, à la base et à leur sommet, par des pélites reflétant une sédimentation continue, non affectée par des événements de forte énergie.

Les strates centimétriques silteuses gradées correspondent donc à un faciès d'offshore supérieur.

b) Le litage des strates gréseuses lenticulaires

Ce faciès est représenté par des strates de grès fin d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'extension latérale décimétrique à métrique. Elles sont noyées dans une matrice pélitique (souvent affectée par la schistosité). Leur base montre des sillons d'érosion dont l'axe long est orienté Est - Ouest. Le passage entre la matrice pélitique et la strate est tranché.

Trois types de strates lenticulaires sont distingués d'après leurs dimensions et leurs structures internes.

Les strates lenticulaires d'extension latérale métrique et d'épaisseur centimétrique. — Elles sont à fond plat et se situent soit près de la base du terme pélitique, soit près de son sommet. Leur extension latérale varie de 2 à 10 m, leur épaisseur de 2 à 10 cm. Leur structure interne est constituée soit par un litage plan horizontal à granoclassement positif des grains, soit par un litage oblique.

Les strates lenticulaires métriques. — Elles ont une extension latérale comprise entre 2 et 5 m pour une épaisseur de 10 à 30 cm. La strate montre soit un sillon à fond plat, soit un sillon à fond courbe, soit encore un sillon asymétrique.

La structure interne de ces strates est constituée par un litage de rides symétriques chevauchantes en phase, de type S. On y distingue deux faisceaux superposés :

- un faisceau inférieur à lamines épousant le fond de la strate et uniformisant les irrégularités du relief. Le faisceau

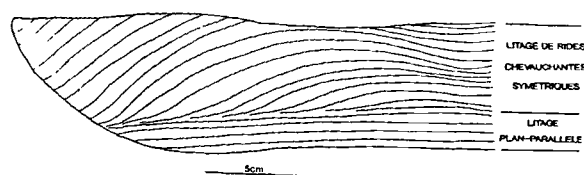


Fig. 4. — Structure interne des strates gréseuses lenticulaires décimétriques et centimétriques. Deux faisceaux sont distingués : un faisceau à litage plan horizontal et un faisceau à litage en dôme.

Fig. 4. — Internal structure of lenticular beds. Two sets are distinguished : one with horizontal stratification and the other with hummock stratification.

peut être assimilé au litage oblique en creux ("Swaley cross-stratification" ou SCS),

- un faisceau supérieur à litage de rides symétriques chevauchantes. En coupe, quelle que soit la direction de la section observée, ce litage se présente en dôme. Les dômes ont une hauteur (H) de 2 à 4 cm et une longueur d'onde (L) de 25 à 30 cm. A l'intérieur du faisceau, les lamines sont parallèles entre elles. Elles s'amincissent ou s'épaississent latéralement.

Les strates lenticulaires décimétriques. — Elles ont une extension latérale comprise entre 30 et 50 cm pour une épaisseur de 20 à 30 cm (fig. 4). Les strates lenticulaires centimétriques ont de plus petite dimensions. Leur largeur varie de 10 à 20 cm et la hauteur varie de 5 à 10 cm.

Les strates décimétriques sont constituées de litage oblique en mamelons (HCS) (Harms, 1975) (fig. 4). La strate peut être divisée en deux faisceaux superposés :

- un faisceau inférieur à litage plan horizontal,
- un faisceau supérieur à litage oblique en mamelon (HCS) en aggradation verticale.

Les strates centimétriques présentent plusieurs cas de figures :

- le litage oblique en mamelons (HCS) constitué par des lamines de grès fin alternant avec des interlamines de pélite. La base de la strate est entamée par un micro-sillon.

- le litage oblique en creux (SCS) est formé de lamines, en forme de creux, qui épousent le fond courbe de la strate. Plusieurs faisceaux se superposent, séparés par des interlamines de pélite affectées par des structures en "ball-and-pillow" ;

- le litage "enroulé" des pseudonodules (structures en "ball-and-pillow") est représenté par des lamines enroulées autour d'un axe, au centre de la lentille. Ces lamines sont plus ou moins parallèles au bord extérieur des pseudonodules. Ces strates sont le résultat de déformations synsédimentaires de strates de plus grandes dimensions affectées par des structures en "ball-and-pillow".

Les strates gréseuses lenticulaires sont constituées d'une association de litage de rides symétriques, chevauchantes en phase, et de litage oblique en mamelons (HCS) (Harms, 1975). Le litage oblique en mamelons est considéré comme la structure type des dépôts de tempêtes (Guillocheau, 1990 ; Harms, 1975 ; Brenchley, 1985).

La base des strates lenticulaires est entamée par des sillons d'érosion. La strate se forme donc en deux temps :

- (1) : creusement de la surface basale d'érosion ;
- (2) : comblement du sillon.

Les strates lenticulaires centimétriques "enroulées" représentent des strates à SCS déformées par des processus pénécontemporains. Des structures semblables ont été observées par Macar (1948) dans les Psammites du Condroz (Famennien supérieur des Ardennes) et sont appelées "pseudo - nodules". Ce sont des structures en "ball-and-pillow" décrites par ailleurs dans la littérature (Reineck & Singh, 1980 ; Allen, 1984). Ces nodules sont enveloppés par une matrice pélitique et possèdent un litage en grande partie parallèle à leurs parois. Deux processus sont envisagés pour expliquer leur formation :

- une lente descente verticale des strates lenticulaires dans la matrice pélitique non consolidée (thixotropie) (par exemple sur les flancs des dunes sous-marines, Thorez comm. pers., 1990) ;

- un glissement ou écoulement général de l'ensemble strate - interstrate (par exemple à l'occasion du passage d'une onde sismique, Thorez comm. pers., 1990).

Dans les deux cas il s'agit d'une structure témoignant d'une instabilité gravitaire.

Les litages observés ont un caractère discontinu et épisodique. Ils seraient induits par des événements à forte énergie lors des tempêtes.

Les strates gréseuses lenticulaires s'associent aux strates centimétriques silteuses gradées ("storm graded layers"). Elles désigneraient un milieu marin ouvert en offshore supérieur.

2) les structures sédimentaires du terme supérieur gréseux des séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique

a) Le litage entrecroisé de rides symétriques

Ce litage est observé dans des strates latéralement continues de grès fins d'épaisseur centimétrique (2 - 5 - 10 cm) alternant avec des interstrates de pélites d'épaisseur millimétrique (0,2 à 1 cm).

Deux cas de figures sont observés :

- le litage de rides symétriques chevauchantes en phase ;
- le litage entrecroisé de rides de vagues.

Le litage de rides symétriques chevauchantes en phase. — Ce litage est représenté par des strates de grès fin d'épaisseur centimétrique. Leur surface de base est érosive. Les lamines constituent des structures symétriques qui se superposent avec un déphasage vers la composante unidirectionnelle (rides de type B passant verticalement à des rides de type S) (fig. 5). L'amplitude (H) des rides varie de 1 à 3 cm et leur longueur d'onde (L) de 15 à 30 cm. Souvent, les strates sont associées à un granoclassement positif des grains et à des galets intraformationnels à la base. Ce sont des rides d'oscillation à vortex à composante unidirectionnelle.

Des rides linéaires à crêtes parallèles aiguës (rides "trochoïdales") sont présentes sur le plan de stratification.

Par l'épaisseur des strates (d'ordre centimétrique), la granulométrie (grès fin) et la structure des rides symétriques chevauchantes de forte énergie (tempêtes), ce type de litage apparaîtrait en position de shoreface inférieur.

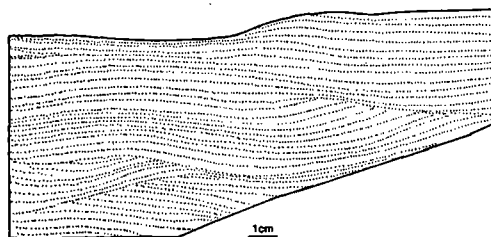


Fig. 5. — Litage de rides symétriques chevauchantes en phase.

Fig. 5. — Symmetrical climbing ripples stratification.

Le litage entrecroisé de rides de vague. — Ce sont des strates de grès fin de 1 à 4 cm (fig.6) constituées de faisceaux de lamines entrecroisées de rides de vagues chevauchantes de type B qui se recoupent entre elles. Les lamines ont une forme concave et sont tangentielles à leur base. Les rides qu'elles forment sont symétriques à crêtes arrondies et ont les dimensions suivantes : H = 0,5 - 1 cm et L = 10 - 20 cm. Les faisceaux superposés ont des directions de lamines opposées en arête de poisson (herringbone structure). Ces strates alternent avec des strates centimétriques, silteuses, rapportées à des tempêtes et des interstrates pélitiques.

Les interstrates pélitiques présentent un relief ondulé. Elles sont riches en bioturbation (terriers horizontaux). A l'intérieur des interstrates, on observe des lamines lenticulaires de grès fin et très souvent des galets mous intraformationnels, associés à des surfaces d'érosion et des fentes de dessiccation.

Les caractéristiques essentielles du litage entrecroisé de rides de vague sont (Boersma, 1970 ; De Raaf *et al.*, 1977) :

- les surfaces de base des faisceaux sont ondulées ;
- les faisceaux sont composés de lamines entrecroisées et constituent un relief ("upbuilding") ;
- les lamines s'organisent parfois en chevron ;
- le litage des vagues montre des structures en "off-shoots", c'est-à-dire les faisceaux ont une forme en vague et traversent les creux pour atteindre la crête suivante.

Toutes ces caractéristiques sont observées dans les exemples étudiés. Ces exemples seraient le résultat de l'activité de la houle (rides de vagues avec vraisemblablement une composante de courants). L'alternance strate gréseuse-interstrate pélitique semble être répétitive (fig. 6) et revêt donc un caractère périodique. Cette périodicité strate gréseuse-interstrate pélitique pourrait être d'origine tidale. Les strates de grès correspondraient à des périodes de forte énergie (vagues plus courants de marée) et les interstrates pélitiques à des périodes de faible énergie (enregistrement épisodique d'une décantation pélitique en période d'été). Il est difficile de compter les différents événements sur le terrain (les strates gréseuses sont pluri - événementielles et les affleurements ne s'y prêtent pas), afin de mesurer les périodicités à une échelle plus grande (Tessier, 1990). Les rides chevauchantes matérialisent une accréation latérale, tandis que l'assemblage strates-interstrates est inscrit dans un système à accréation verticale.

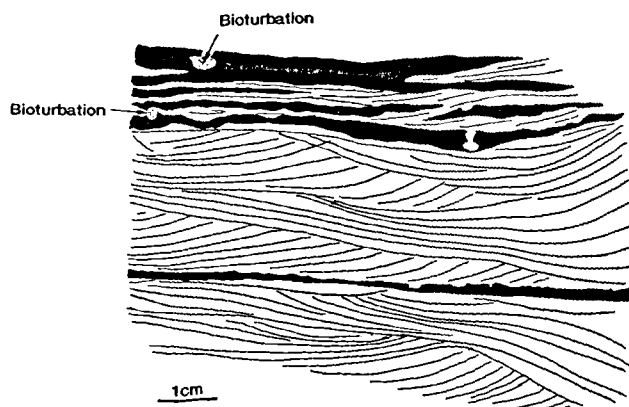


Fig. 6. — Le litage entrecroisé de rides symétriques.

Fig. 6. — Cross-stratification of symmetrical ripples

Ce faciès représenterait une sédimentation en milieu protégé, influencée par la houle et les marées, en position intertidale. Ce milieu est affecté par de fréquentes émergences (présence de fentes de dessiccation) pendant les périodes de mortes-eaux. L'influence des tempêtes est observée de façon non régulière.

b) Le litage plan et le litage incliné

Ce litage est constitué de strates de grès à grain moyen, parfois grossier, appartenant au terme supérieur gréseux des séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique. Plusieurs cas de figures sont distingués :

- le litage parallèle plan horizontal ;
- le litage faiblement oblique (swash cross-stratification).

Le litage parallèle plan horizontal. — Ce litage n'est jamais parfaitement parallèle. Il est faiblement ondulé et constitué de lamines non sécantes. Il est appelé "stratification horizontale parallèle" (Picard & High, 1973 ; Allen 1984) ou "transcurrent lamination" (Allen, 1984).

Dans les séquences étudiées, les strates à litage parallèle sont latéralement continues et d'épaisseur constante comprise entre 0,3 et 1 m. Les surfaces de base des strates et le sommet sont de type érosif. Souvent, on observe une concentration préférentielle des grains de même taille dans les mêmes lamines, ce qui donne l'aspect d'une structure à alternances de lamines constituées de grains fins et de grains moyens. Les grains, à l'intérieur de ces lamines, sont bien à très bien classés.

Le litage parallèle serait formé par la migration de dunes hydrauliques de très petite amplitude (équivalant à la taille de quelques grains) (Harms *et al.*, 1982) dans des milieux de très faible profondeur (Harms *et al.* 1982 ; Allen, 1984). L'épaisseur des lamines ne dépassant guère le diamètre du grain moyen, la stratification des dunes ne serait pas observable (Allen, 1984). Les courants responsables de cette stratification seraient de type unidirectionnel (régime supérieur) ou de type oscillatoire à vitesse orbitale élevée (Harms *et al.* 1982 ; Allen, 1984).

Ce faciès est observé dans les milieux proximaux de plages à haute énergie (Harms *et al.*, 1982 ; Allen, 1984) et dans les plages à graviers, dominées par les tempêtes, où il constitue des strates latéralement continues et d'épaisseur constante (Postma & Nemec, 1990).

Des faciès semblables ont été observés dans les milieux de sédimentation actuels, en Mer du Nord (Aigner & Reineck 1982). Ils sont représentés par des strates de sable d'épaisseur comprise entre 5 et 130 cm, à lamination parallèle ou pseudoparallèle (assimilée à des HCS). Ce faciès a été appelé "dépôts de tempête de plage" ("shoreface storm deposits") (Kumar & Sanders, 1976, 1978 ; Aigner & Reineck, 1982 ; Aigner 1985).

Les strates à litage parallèle de la Formation des Grès de Vireux sont interprétées comme des faciès de tempête dans un milieu proximal (faible profondeur d'eau) à très haute énergie. Ce litage sera distingué du litage faiblement oblique des dépôts de plage ("swash cross-stratification").

Le litage faiblement oblique (swash cross-stratification). — Ce litage est constitué de strates de grès à granulométrie moyenne, et d'épaisseur comprise entre 0,2 et 1 m (fig. 7). Les strates ont une faible inclinaison (entre 5° et 10°), par rapport à la stratification générale qui n'est pas constante d'une strate à l'autre. A l'intérieur des strates, les lamines sont parallèles au litage ou faiblement obliques. Les strates s'épaississent ou s'amincissent latéralement.

Le litage faiblement oblique (swash cross-stratification) a été décrit par Harms (1975). *Ce litage serait généré par l'action des vagues de déferlement dans la zone d'estran (foreshore) (Harms, 1975, Harms et al., 1982) et il est considéré comme un dépôt de plage (beach deposit).*

c) Les strates isolées à lamines planes et litage de rides de courant

Ce sont des strates de grès fin et de silt, de 2 à 10 cm d'épaisseur (fig. 8), constituées de deux faisceaux :

- un faisceau à litage plan parallèle, sans ondulation, dont la partie basale a parfois un aspect massif sans stratification ;
- un faisceau à lamines obliques de litage des rides de courant.

La surface de base de strate est toujours érosive. Elle repose sur des pélites. La granulométrie demeure constante tout au long de la strate. Elle diminue rapidement près du sommet, où la strate passe aux pélites soit graduellement, soit par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

Les strates seraient dues à une dynamique forte de courants de traction unidirectionnels. La base massive et le litage plan parallèle seraient le résultat de dépôts de crue lors des événements à dynamique forte de tempêtes.

3) Les structures sédimentaires des séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique de type silteux. : Les faciès à fentes de dessiccation

Les faciès à fentes de dessiccation sont observés au sommet des séquences d'épaisseur plurimétrique. On différencie dans ce groupe de faciès :

- les fentes de dessiccation ;
- les empreintes de gouttes de pluie ;
- les nodules évaporitiques et ferrugineux.

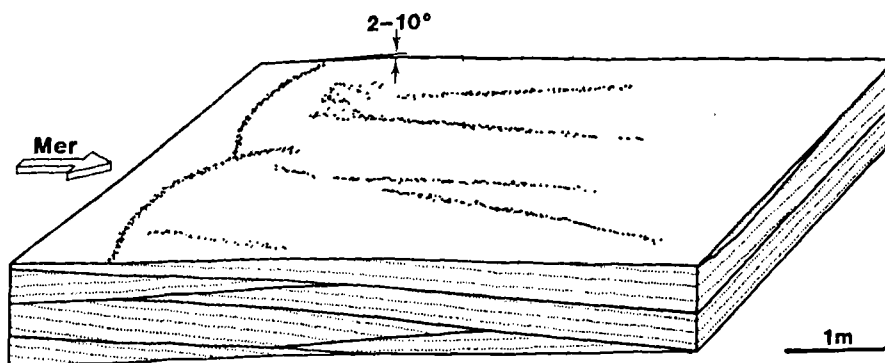


Fig. 7. — Le litage faiblement oblique. Le bassin se situe vers le Nord.

Fig. 7. — Swash cross-stratification. Basinwards to the North.

a) Les fentes de dessiccation

Sur le terrain, ce faciès est représenté par une masse homogène sombre dans laquelle on peut parfois distinguer très difficilement quelques interlamines de pélite fines, discontinues et concaves. Sur le plan de stratification (si on a la chance d'en trouver), on observe un réseau plus ou moins régulier de polygones de dessiccation de largeur centimétrique (5 à 7 cm) à décimétrique.

En coupe, sur surfaces polies, les fentes de dessiccation sont constituées de fines alternances de grès fin et de pélite. Les interlamines pélitiques sont déformées de façon concave sous l'effet d'une déshydratation, ce qui forme, à chaque période d'assèchement, les polygones de dessiccation (fig. 9). Les interlamines de pélite alternent avec de fines lamines de grès fin à moyen. L'espace ouvert entre les polygones de dessiccation est comblé par du grès fin à moyen (fig. 9). Cet ensemble lamines - interlamines est souvent traversé par des terriers verticaux ou horizontaux.

Souvent les polygones de dessiccation ne sont pas préservés. Ils sont morcelés et remaniés par des phénomènes sédimentaires postérieurs. On observe, dans ce cas, des fragments d'interlamines éparpillés dans une masse silteuse. Sur les surfaces altérées des roches, sur le terrain, on ne voit qu'une masse homogène brunâtre sombre sans pouvoir distinguer d'autres détails.

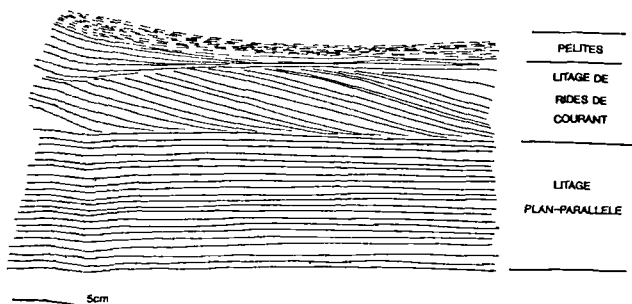


Fig. 8. — Strates isolées à litage plan parallèle suivi de stratification entrecroisée de rides de courants.

Fig. 8. — Parallel stratification and cross-stratification of current ripples.

b) Les empreintes de goutte de pluie

Les fentes de dessiccation sont associées à des empreintes de gouttes de pluie visibles sur les plans de stratification. Les dimensions des empreintes sont d'ordre plurimillimétrique. Sur les mêmes surfaces, on observe des traces mécaniques de type "groove marks". Elles se présentent en traces rectilignes linéaires de largeur et de profondeur millimétriques et de longueur décimétrique.

c) Les nodules

Les niveaux à fentes de dessiccation sont systématiquement associés à de petits nodules, de dimensions centimétriques à décimétriques, concentrés dans des niveaux particuliers. Sur le terrain, ils ont un aspect rouillé (altération), mais à l'état frais on y observe des cristaux de pyrite. Une analyse en diffractométrie des rayons X de la roche totale révèle la présence de minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite, dolomite), d'oxydes (hématite, goethite) et de carbonates de fer (sidérite).

Les fentes de dessiccation, les empreintes de gouttes de pluie et les "groove marks" seraient formés sur un substratum non consolidé en conditions subaériennes à aériennes. Leur occurrence indique des conditions

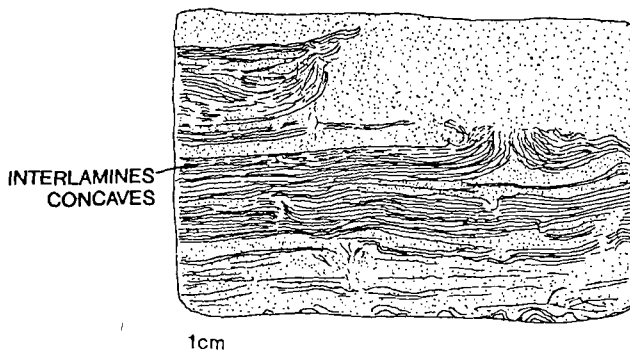


Fig. 9. — Les fentes de dessiccation. Sur les surfaces de stratification, on observe les polygones de dessiccation. En coupe verticale, les interlamines pélitiques ont une forme concave; elles sont affectées par la bioturbation. L'espace entre les interlamines est comblé par du matériel sableux. Les nodules de cristaux de pyrite sont les indices d'un milieu réducteur.

Fig. 9. — Mud-cracks with the dessiccation polygons on the bedding planes.

climatiques d'averses et de vents forts, tandis que celles des polygones de dessiccation impliqueraient un climat tempéré à subaride. De plus, les nodules évaporitiques et ferrugineux seraient formés dans des conditions subaériennes en milieu réducteur.

Les faciès à fentes de dessiccation se situent au-dessus des strates épaisses de grès de la haute plage. La position stratigraphique et l'interprétation de ces figures permettent de conclure que ces faciès se seraient formés en arrière - plage, en conditions subaériennes, en milieu supratidal ou en position distale d'une plaine alluviale.

V. — CONCLUSIONS

L'étude des structures sédimentaires permet de mettre en évidence une évolution paléogéographique des milieux de sédimentation. Elle permet aussi de reconstituer le profil paléogéographique de la plate-forme continentale par l'estimation des paléoprofondeurs. Cette estimation nous

conduit à une zonation des milieux de sédimentation. Ainsi des milieux marins distaux vers les milieux proximaux on distingue l'offshore supérieur, l'avant-plage (ou le shoreface), l'estran (ou le foreshore) et le milieu marin restreint en position intertidale. On peut parler ainsi en termes d'une côte graduée.

La Formation des Grès de Vireux est constituée d'une alternance de strates de grès et d'interstrates de pélite organisées en séquences de différents ordres et emboîtées.

L'étude des structures sédimentaires présentes à l'intérieur des séquences montre plusieurs types de litage : le litage plan parallèle, le litage faiblement oblique, le litage entrecroisé de rides chevauchantes de vagues, le litage entrecroisé de rides de courants, ainsi qu'une texture uniforme des grains ou une texture granoclassée.

L'interprétation des structures conduit à une reconstitution de l'hydrodynamisme et de la paléoprofondeur du milieu de sédimentation. Une zonation des milieux de sédimentation a été possible.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T. (1985). — Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 3, G.M. Friedman et al., eds., Springer-Verlag Berlin.
- AIGNER T. & REINECK H.E. (1982). — Proximal Trends in Modern Storm Sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their Implications for Basin Analysis. *Senckenbergiana marit.*, v. 14, n° 5/6, p. 183-215.
- ALLEN J.R.L. (1984). — Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in sedimentology*, 30, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, unabridged one-volume edition.
- ASSELBERGHS E. (1938). — La faille de Vireux (Ardenne française). *Bull. Soc. Belge Géol.*, Bruxelles, t. 48, p. 210-217.
- BEUGNIES A. (1967). — La faille de Vireux à l'Est de la Meuse. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléon. Hydrogéol.*, 75 (3), p. 351-361.
- BEUGNIES A., BONTE A., DUMONT P., PARENT J. & WATERLOT G. (1970 a). — La faille de Vireux à l'Est de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille*, t. 90, p. 9-14.
- BEUGNIES A., BONTE A., DELATTRE CH. & WATERLOT G. (1970 b). — Notice explicative de la carte géologique de la France 1:50000, Feuille Givet (XXX-7). B.R.G.M., Orléans.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTE-MENJOUAS C. & MEILLIEZ F. (1988). — The Devonian of France and Belgium. 2nd Inter. Symp., Devonian System, Calgary, aug. 1987. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mém.* 14, v. I, p. 359-400.
- BOERSMA J.R. (1970). — Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Unpublished Ph.D. thesis, University of Utrecht, 65 pp.
- BRENCHLEY P.J. (1985). — Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, v. 9, p. 369-396.
- CAZES M., BOIS C., TORREILLES G., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLÉ A., MATTE P., PHAM CAZES M., BOIS C., TOREILLES G., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLÉ A., MATTE P., PHAM VAN NGOC & RAOULT J.F. (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. 1, n° 6, p. 925-941.
- CAZES M. *et al.* (1986). — Large variscan overthrusts beneath the Paris Basin. *Nature*, London, v. 323, n° 6084, p. 144-147.
- CHAMLEY H. (coord.) (1984). — Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques. Doc. B.R.G.M. n° 81-1,
- CHAMLEY H. (coord.) (1985). — Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques. Doc. B.R.G.M. n° 95-1,
- CHAN M.A. & DOTT R.H. JR. (1986). — Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southern Oregon. *American Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, v. 70, p. 415-429.
- CIBAJ I. (1991a). — Sédimentologie et stratigraphie séquentielle dans les formations emsiennes d'Ardenne méridionale. Thèse, Université de Lille, 223 pp., 103 fig., 6 pl.
- CIBAJ I. (1991b). — Application of a modified peel-section technique to the study of siliciclastic rocks. *Geologie en Mijnbouw*, v. 70, p. 235-241.
- DE RAAF J.F., BOERSMA J.R., & VAN GELDER A. (1977). — Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, v. 24, p. 451-483.
- DYER K.R. (1982). — The initiation of sedimentary furrows by standing internal waves. *Sedimentology*, v. 29, p. 885-889.
- FLOOD R.D. (1981). — Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments. *Southampton Water. Sedimentology*, v. 28, p. 511-529
- FLOOD R.D. (1983). — Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 94, p. 630-639.
- GADOW S. & REINECK H.E. (1969). — Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. *Senckenbergiana Marit.*, 1, p. 63-78.
- GOSSELET J. (1864). — Coupe géologique de la vallée de la Meuse, de Mézières à Givet. *Bull. Soc. Géol. France*, 2eme série, 21, p. 304-309.
- GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry éd., Paris, 881 p.
- GUILLOCHEAU F. (1990). — Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse Doc. ès Sci. Nat., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 257 pp., 130 fig.
- HARMS J.C. (1975). — Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences", Harms J.C., Southard J.B., Soering D.R. & Walker R.G., eds., S.E.P.M. Short course n° 2, p. 81-102.

- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G. (1982). — Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short course n° 9.
- KUMAR N. & SANDERS J.E. (1976). — Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. *J. Sedim. Petrology*, v. 46, p. 145-162.
- KUMAR N. & SANDERS J.E. (1978). — Storm deposits. In : "The Encyclopedia of Sedimentology", Fairbridge R.W. & Bourgeois J., eds., p. 767-770.
- MACAR P. (1948). — Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine. *Ann. Soc. géol. Belg., Liège t. 72*, p. B 47-76.
- MEILLIEZ F. (coord) (1987). — Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques (Faille du Midi). Doc. B.R.G.M., Orleans, 139, 97 p.
- MEILLIEZ F. (1989). — Importance de l'événement Caledonien dans l'allochtone ardennais; Essai sur une cinématique Paleozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque. Thèse d'état, Univ. Maine.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990). — Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: le Dévonien-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n° 1, pp. 177-188.
- MEILLIEZ F. & RAOULT J.F. (1987). — Le chevauchement frontal nord-varisque : bilan et perspectives. In "Chevauchements nord-varisques (faille du Midi)", F. Meilliez coord., actes coll. nat. G.P.F., thème 1, 3ème phase d'investigation, doc. B.R.G.M., Orléans, n°137, p. 9-17.
- PAPROTH E., DREESSEN R. & THOREZ J. (1986). — Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 109, p. 175-186.
- PICARD M.D. & HIGH L.R. (1973). — Sedimentary structures of ephemeral streams. Elsevier, Amsterdam.
- POSTMA G. & NEMEC W. (1990). — Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology*, v. 37, p. 907-920.
- RAOULT J.F. (1986). — Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, v. 27, f. 3-4, p. 347-368.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1985). — Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 105, p. 97-109.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987). — The variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse River. *J. struct. Geol.*, Oxford, v. 9, n°4, p. 473-479.
- REINECK H.E., GUTMAN W.F. & HERTWECK G. (1967). — Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. *Senckenbergiana Letheica*, 48 (3-4), p. 219-275.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1971). — Genesis of laminated sand and graded rhythmities in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, v. 18, p. 123-128.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980). — Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 549 p.
- SEVRIN G. (1985). — Données pétrographiques et structurales sur les grès emsiens de Vireux, Ardenne. *Mém. D.E.A.*, inédit, Univ. Lille I, 54 p.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W. & STEEMANS P. (1987). — Spore stratigraphy and correlation with faunas and flores in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 50, p. 211-229.
- STEEMANS P. (1989). — Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg.*, 27, 453 pp., 221 fig., 47 pl. Thèse Doct. Sci Géol. Minéral., Univ. Liège, 2 vol., 408 p.
- TESSIER B. (1990). — Enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. Thèse, Université de Caen, 122 pp., 125 fig., 10 pl.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneulli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIÈRE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4).....	100,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac</i> (Yougoslavie).....	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo</i> (Yougoslavie).....	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeica des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales). Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé</i>	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Notion et carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennaise (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.
(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.)

SOMMAIRE

Tome 1 (2^{me} série)

1992

Fascicule 4

	pages
Le Pliosure de Marquise.....	153
Le tremblement de terre de Roermond du 13 avril 1992.....	157
A. HUYGHE et A. TRENTESAUX. — Analyses des microfacies et minéralogie des argiles du Viséen de l'Avesnois (Nord de la France) : conséquences sédimentologiques et diagénétiques...	159
Noël BEUN et Paul HUVELIN. — Le <u>Paléozoïque</u> de Khemis-n'Ga : discordance du Silurien supérieur sur l'Arénig (région de Safi, Maroc)	171
Shanzhen ZHANG, Qingzhi WANG, Zongzheng XIAO, Jean-Pierre LAVEINE and Yves LEMOIGNE. — The Permian flora from the Shuangtsün Formation of the Western Hills of Beijing, North China.....	179
Bouabid EL MANSOURI, Marc DZIKOWSKI, Frédéric DELAY, Eric CARLIER et Norbert CRAMPON. — Calage en régime permanent d'un modèle mathématique appliqué à la nappe de Berrechid (Maroc)	189
Irfan CIBAJ. — Structures sédimentaires dans les Grès de Vireux (Dévonien inférieur). la coupe du mont Vireux, Ardenne méridionale.....	195

© 1992 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)