

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVII

(1987)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

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

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

— 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 de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

§ 18. — Les mémoires sont publiés par 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 en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1987)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques ⁽²⁾	30,00 F	140,00 FT.T.C.	170,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques.....	30,00 F	155,00 FT.T.C.	185,00 F

Abonnement des non-membres: FRANCE: 315,00F H.T. — ETRANGER: 370,00F

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE 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. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXIX (<i>manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII</i>)	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (<i>manque XCI</i>)	255,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV	300,00 F H.T.
Tome CVI.....	350,00 F H.T.

TABLES GENERALES 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 XCIX)	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 (70,00F).



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

Aspects de la Géologie
du
GONDWANA

ANNALES

Tome CVII (1987) *1^{er} trimestre*

Volume publié avec le concours de :
L'Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois
Le Centre International pour la Formation et les Echanges Géologiques

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1988

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1987 —

<i>Président</i>	M. M. WATERLOT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIÉBAULT
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} D. BRICE
	M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. Ch. BECK
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{me} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1987 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

Ont participé aux travaux de la Commission de lecture :

MM. A. BLIECK, M. COULON, J.M. DUTUIT, J.L. DOMMERGUES,
M^{me} H. GROOS-UFFENORDE, MM. H. LELIEVRE, H.G. OWEN, H. TERMIER,
M^{me} G. TERMIER, MM. D. VACHARD et M. WATERLOT.

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Avant-propos

par Michel WATERLOT et Alain BLIECK

Avant de présenter les principaux résultats scientifiques de cette réunion de Mai 1987, nous voudrions remercier Monsieur le Président Dubrulle et Monsieur le Vice-Président Louis, ainsi que tous les services de l'Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois de l'aide efficace, matérielle et financière, qu'ils ont accepté de nous apporter dans l'organisation de ce colloque.

C'est la deuxième fois que la Société Géologique du Nord et le Groupe Français d'Etude du Gondwana mènent à bien des réunions spécialisées consacrées à ce vaste ensemble géologique. La première avait eu lieu à Lille en 1977, dix ans avant celle qui nous réunit aujourd'hui. Cette deuxième réunion, de Mai 1987, est de plus marquée par le sympathique concours du Centre International pour la Formation et les Echanges Géologiques (Paris).

Une autre réunion de même type avait été organisée en Mai 1981, à Paris, par la Société Géologique de France et le Groupe Français d'Etude du Gondwana.

Rappelons également qu'en Juin 1983, à Orléans, dans le colloque de la Société Géologique du Nord Tectonique cassante en distension et coulissement, plusieurs communications intéressant la géologie du Gondwana avaient été présentées.

Le Groupe Français d'Etude du Gondwana existe depuis 1970 à la suite du Symposium sur le Gondwana en Afrique du Nord. Il a été animé successivement par MM. J. Fabre, G. Blant et M. Waterlot. Mademoiselle Laurence Beltan le préside actuellement.

Au cours de nos deux journées de travail, nous avons pu étudier tous les aspects de la géologie gondwaniennne que nous souhaitons éclairer.

Après une introduction générale de Monsieur et Madame Termier sur l'histoire du Gondwana et des grandes révolutions terrestres, nous nous sommes intéressés, avec Madame Crasquin-Soleau et M. P. Piérart, à différents problèmes de paléontologie africaine.

M. M. De Wit nous a présenté, ensuite, une version récente de la carte digitalisée du Gondwana, avec ses différents aspects thématiques.

Ensuite, M. R. Schlich présenta les principaux programmes O.D.P. 1987-1988 dans l'océan Indien.

Après cela, pour terminer le programme scientifique de la première journée, MM. E. Bouyx, B. Clément et H. Wensink nous parlèrent de l'extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe, des affinités gondwaniennes du Paléozoïque supérieur hellénique et du paléomagnétisme des formations gondwaniennes en Indonésie.

Un cocktail de bienvenue, offert par l'Université, nous permettait grâce à l'aimable accueil du Président Dubrulle, de commenter, verre en main, cette première journée.

La deuxième matinée, après un exposé de M. O. Dottin sur les cartes géologiques à l'échelle mondiale, fut essentiellement consacrée à la paléontologie et donna lieu à d'intéressantes communications de Mademoiselle L. Beltan et de MM. B. Battail, A. Blicck, P. Janvier et J. Thierry.

L'après-midi du deuxième jour, après une conférence générale et pleine d'humour proposée par notre collègue néo-zélandais M. R. Crawford, M. J. Ferrière nous traita des aspects gondwaniens de la Nouvelle-Zélande au Paléozoïque supérieur.

Après un exposé original et intéressant de M. P. Gevart replaçant le Gondwana dans le cadre général de la philosophie et de l'histoire des Sciences, Madame G. Termier tira les conclusions de nos travaux et brossa une rapide revue des résultats obtenus.

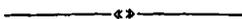
Pendant nos deux journées de travail, des affiches et des documents étaient exposés en permanence :

- cartes géologiques et tectoniques de la C.C.G.M. (M. O. Dottin),*
- activités scientifiques et pédagogiques du C.I.F.E.G. (M. J.C. Bidet),*
- cadre géodynamique de la sédimentation détritique crétacée en Afrique orientale (M. J. Beauchamp),*
- corrélations périalantiques [Bassin Suwanee (Floride) et Bassin Bové (Guinée)] (M. M. Villeneuve).*

La publication des travaux de cette réunion a été réalisée en moins d'un an grâce à l'activité de Madame P. Corsin, Déléguée aux Publications de la Société Géologique du Nord, que nous sommes particulièrement heureux de remercier.

Nous avons également l'agréable devoir de remercier ceux des membres de la Société Géologique du Nord et des étudiants de l'AGEOL qui ont pu nous apporter une aide efficace et sympathique.

Nous espérons que, prochainement, une autre réunion de même type, pourra, de nouveau, être organisée dans notre pays.



Gondwana et grandes révolutions terrestres : Alternance Atlantique/Téthys et déplacements africains

Gondwana and great terrestrial revolutions : the alternation between the Atlantique/Tethys and the displacement of Africa

par Henri et Geneviève TERMIER (*)

Résumé. — De même origine que la Laurasia, le Gondwana, puzzle de cratons archéens, soudés par des plissements jusqu'à la base du Cambrien, est devenu un immense continent ceinturé de linéaments (Téthys, Atlantique) appelés alternativement à un destin marin ou océanique : eux seuls favorisèrent les incursions marines avec leur charge biologique. A partir du Dévonien, végétaux et animaux continentaux s'y sont développés, souvent en priorité. Au Gondwana prédominèrent les épeirogénèses cratoniques, des subsidences de bassins, des poussées, des ruptures et des glaciations continentales. Apparemment protecteur de "fossiles vivants", il s'est finalement transformé en de multiples aires de diversification pour des évolutions souvent rapides et d'un niveau élevé.

Abstract. — *Originating in the same manner as Laurasia, Gondwanaland is a cratonic-mosaic welded together by folded orogenic belts until the beginning of the Cambrian. It had then become a huge continent surrounded by seas and oceans (Tethys/Atlantic) which supplied migrations of marine biota into the Gondwan epicontinental seas. From Devonian times, continental plants and animals developed which are often unique to Gondwanaland. Continental uplift, basin subsidence, thrusting, crustal rupture and continental glaciations prevail. The isolation of the dispersing fragments of Gondwanaland post-Palaeozoic allowed the preservation of "living fossils", and also to the diversification of faunas in the various continents seen today.*

L'article présenté ici donne un tableau chronologique de l'évolution du Gondwana.

I. — ARCHEEN

**Croûte initiale de type mantellique.
Etablissement d'une Archéo-Pangée.**

A) — 3,8 à — 3,5 G.A. :

Complexes granulitiques aboutissant à des cratons (boucliers Guyanais, Rhodésien) et à des plissements (W Kibalien, Haut-Nil, Swaziland).

B) — 2,76 à — 2,6 G.A. :

Granitisation aboutissant à une croûte continentale sialique en dômes cernés par des zones synclinales à "greenstones" (komatiites à texture "spinifex", tholéites, basaltes, grauwackes) et minerais de fer rubanés (BIF) (Afrique du Sud); Stromatolites à Pilbara (Australie).

C) — 2,7 à — 2,5 G.A. :

Plissements Kénoriens sinueux d'un pôle à l'autre (Chélogénèse du Lac Supérieur). Bulawayen - Sebakwien - Shamvaien - Pré-Mayumbien - Chaîne Congolaise sud - Chaîne entre arc Katangien et Mozambique - Nord du Congo.

(*) 90, rue Gustave Vatonne, 91190 Gif-sur-Yvette.

D) env. — 2,25 G.A. :

Traces de Glaciation en Afrique du Sud (pôle à plus de 70° S) ; au Canada (Cobalt, Gowganda).

En résumé : Pangée (?) groupant des cratons de croûte surtout sialique.

II. — PROTEROZOÏQUE

Stabilisation et pénéplation de la plupart des cratons ; par exemple, celui de la Plate-forme Ouest Africaine.

A) — 1,7 G.A. :

“ Révolution ” Hudsonienne. Apparition d'une zone fracturale esquissant la division de la Pangée en deux supercontinents de surfaces égales, Gondwana et Laurasia. Deux relations souples entre eux demeureront : a) entre le NW de l'Afrique et les Variscides méso-européennes ; b) entre Asie et Australie par une partie de la Sonde.

B) — 1,7 à 1,19 G.A. :

Linéaments anorthositiques d'origine mantellique : a) branche Gondwane [Ghâtes E, Madagascar, Tanzanie, Congo, Angola Brésil E, Australie (Monts Musgrave), Antarctide (Terre de la Reine Maud)] ; b) branche Laurasienne coupant la Laurasia entre Amérique N et Eurafrique (esquisse du Proto-Atlantique).

C) — 1.000 à 550 M.A. :

Quatre groupes d'événements contemporains :

1) **Epeirogenèse.**

Fin de la cratonisation Gondwane : elle marque une avance d'évolution structurale par rapport à la Laurasia.

2) **Orogenèse. - Evénement (cycle) Panafricain. Maximum : — 690 M.A.**

Derniers granites entre — 590 et — 520 M.A. :

Série verte du Pharusien ;

Pourtour du Craton Ouest Africain : Rokellides, Maurétanides (S. Mauritanie-Sénégal) : complexe long de 6.000 km renfermant des fragments des socles limitrophes et de leur couverture sédimentaire (Agadir, Anti-Atlas, Dahomeyides, Pharusides, Reggane, Adrar, Sud du Tanezrouft, Sahara Central Algérien, Nigéria, NE du Brésil, côte Ouest de l'Afrique, bordure du golfe de Guinée).

3) **Glaciation Universelle, entre — 750 et 650 M.A.**

En Laurasia, glaciation varangienne.

Dans le Gondwana : Sturtien (Australie) ; Kuibis, Numees (Afrique du Sud). En Afrique occidentale, vers — 670 M.A., les formations glaciaires se sont installées sur la Mauritanie aplanie : un inlandsis occupant 3.600.000 km² était centré entre l'Anti-Atlas et la dorsale Reguibat (Zemmour, El Hank).

Climat complexe : “ triade ” sédimentaire indiquant le passage de tillites continentales à des calcaires stromatolitiques marins ; dolomies à barytine ; bassins évaporitiques ; gîtes de fer.

4) **Apparition des animaux (Mézozoaires).**

Faune universelle [Australie (Ediacara) et Afrique du Sud] ; en Laurasia (Plate-forme Russe, Sibérie, Suède ?, Angleterre, Californie).

III. — PALEOZOÏQUE

A) — 530 à — 400 M.A. Paléozoïque inférieur :

Cambrien - Ordovicien - Silurien

1) — 500 à — 425 M.A.

Deux linéaments coïncidant avec des Grands Cercles se recoupent non loin des Canaries et contrôlent la paléogéographie surtout à partir du Trémadoc :

a) *Le Iapetus* devient le large océan *Proto-Atlantique*, riche en phytoplancton à squelette organique non minéralisé, nourrissant des faunes pélagiques (Graptolites) et littorales. Marges actives : Rokellides panafricaines et Maurétanides plissées continuent les Variscides ; en Amérique du Sud, prolongement de la province à Olenides des Calédonides laurasiennes jusqu'au Golfe de Jujuy.

b) *La Téthys*, encore peu active : vieille plate-forme faillée (d'où persisteront les *Zwischengebirge* : Tyrrhénide, Massif Baléaro-Corso-Sarde, Dinarides), bordée au Nord et à l'Ouest par les Variscides et le plus souvent envahie par la mer ; c'est un couloir de dispersion pour les organismes marins (mer à *Redlichia*, Cambrien inférieur) ; asséchée au *Trémadoc* lors de l'*orogénèse Sarde* ; puis assurant l'uniformité des faunes ordoviciennes, entre Acadie et Proche-Orient, et jusqu'aux zones Himalayennes, de la bordure méridionale-gondwane de la Téthys.

2) **Vers — 425 M.A. (Ashgill).**

a) *Mouvements Taconiques* (Appalaches) ; ophiolites (Serpentine-Belt). Epeirogenèse soulevant l'ensemble du craton ouest-africain.

b) *Migration d'invertébrés* (Echinodermes, Brachiopodes) de la province Américano-Arctique chaude à travers la Laurasia jusqu'en Téthys.

c) *Glaciation Saharienne*. Vaste inlandsis (6.300.000 kilomètres carrés) dont le centre (polaire) est au Sud

du bassin de Taoudeni et du Hoggar, au Nord du bassin de la Volta, de Niamey et des Dahomeyides.

3) De — 435 à — 400 M.A. (Silurien).

a) *La crise calédonienne* aboutit à la cratonisation d'un vaste ensemble laurasien (*Continent des Vieux Grès Rouges, ORS*), où se développe la partie continentale de la Biosphère. L'Afrique Occidentale reçoit au contraire des transgressions de la mer à Graptolites.

b) *L'inlandsis ordovicien* s'efface de l'Afrique, mais semble s'être développé en Amérique du Sud (Pérou, Bolivie, Argentine).

B) — 400 à — 245 M.A. Paléozoïque supérieur :

Dévonien - Carbonifère - Permien

1) — 400 à — 360 M.A. Dévonien.

a) Début d'une *poussée du Gondwana*, dont l'Afrique, *vers la Laurasia*, provoquant la majeure partie des collisions varisques. Ce mouvement, qui affecte toute la zone Téthysane, se continuera selon un rythme variable pendant le Mésozoïque et s'accroîtra au cours des collisions alpines et de l'éclatement final du Gondwana.

b) La marge sud du Gondwana est activée : formation du "*Géosynclinal SAMFRAU*", siège de la *province marine Malvino-Caffre* qui possède une faune de type arctique froid. Il a été suggéré que le pôle (S) était alors déjà situé en Antarctide.

c) *Fin de la qualification océanique du Proto-atlantique*. Des mers peu profondes relient l'ensemble américain à l'Afrique occidentale : homogénéisation des faunes d'invertébrés du Givétien (*Tropidoleptus, Homalonotus, Bivalves*) entre Amérique du Nord, zone Cantabrique et Sahara ; ces échanges persisteront jusqu'à la fin du Westphalien.

Extinction du Phyto-plancton (ordovicien) et de ses consommateurs au Frasnien supérieur.

2) — 360 à — 290 M.A. Carbonifère *sensu stricto*.

a) *Mississippien (Carbonifère inférieur)* : Téthys marine (non océanique) dont la façade gondwana est largement située au Sud de l'Equateur ; faunes marines homogènes, plutôt chaudes.

b) — 380 à — 290 M.A. *Epeirogenèse méso-Carbonifère*.

Universelle.

Grandes phases varisques en Méso-Europe, au Maroc (chaîne Mograbiennne) et dans les Maurétanides. C'est la structuration de la Pangée.

c) *Glaciation gondwana*, maximale à l'*Assélien* (— 290 à — 280 M.A.), très largement répartie sur l'Afrique sud, centrale et orientale, l'Arabie, l'Hima-

laya, l'Inde (Dekan), l'Australie, la Nouvelle-Zélande, l'Antarctide et l'Amérique du Sud.

En corrélation, mer tiède ou froide : la mer à *Eurydesma* (Nouvelle-Zélande, Nouvelles Galles du Sud, Pakistan, Afghanistan).

3) — 290 à — 260 M.A. Pennsylvanien supérieur - Permien.

a) *Une barrière continentale entre Moghrabia et Massif Hespérique ferme la Téthys* à l'Ouest (traces marines les plus occidentales en Tunisie). La Téthys reçoit désormais ses faunes de l'Est (Amérique du Nord, Pacifique, Timor, Cambodge, Afghanistan, Pakistan, Taurus, Grèce, Dalmatie, Sicile, Tunisie).

b) *L'orogénèse varisque a peu affecté les cratons gondwans*, d'où l'opposition de style tectonique avec la Laurasia.

c) *La Téthys s'étrécit*, ses bordures tendent vers l'assèchement. Elle devient une mer à salinité variable et coïncide approximativement avec la zone équatoriale.

La fin du Paléozoïque voit disparaître les deux linéaments directeurs de la paléogéographie : le Proto-Atlantique et la Téthys. La Pangée atteint un maximum de continentalisation. La diversification des faunes et des flores terrestres se concentre dans le Gondwana : flore à *Glossopteris*, faune du Karroo.

4) — 260 à — 245 M.A. Permien : Tensions dans la Pangée.

Le début des ruptures majeures. Grand linéament d'où s'épanchent des laves alcalines : la ligne de points chauds [Lac Mjos (Norvège), Vosges, Méditerranée (Estérel), Corse, Sillon de la Saoura, Adrar des Iforas], coïncide avec un Grand Cercle (0 à 15°E), confirmant un lien étroit en profondeur entre Laurasia et Gondwana, sans aboutir à un Sea Floor Spreading.

Vers l'Est, "continent à *Lystrosaurus*" (— 245 M.A.) prouvant l'unité de la Gondwanie jusqu'au Tarim.

IV. — MESOZOÏQUE

— 245 à — 65 M.A.

A) — 245 à — 179 M.A. Trias-Lias

Événements d'ordre intratellurique

1) **Vastes épanchements de basalte en Gondwana.**

Dolérites du Karroo (Afrique du Sud) ; Est de l'Amérique du Sud ; grandes coulées fissurales du Trias marocain. Formation de failles et de fossés, prémisses d'une ouverture atlantique : au Maroc (Argana sous 6.000 m de sédiments) en parallèle des fossés de l'Est Nord-Américain (Connecticut) ; accident isolant les Canaries.

2) **Ouverture de l'Océan Téthysien à croûte océanique, situé au Nord de l'Equateur, zone tropicale.**

La Téthys devient une mer chaude riche en formations récifales, entre Gondwana continental aride ou semi-aride et Laurasia encore soumise à de grandes transgressions et de climat chaud/tempéré humide : c'est la Mésogée (productivité : phytoplancton calcaire à Haptophytes). Bordure Gondwana active : affectée depuis — 204 M.A. par les mouvements Cimmériens qui commencent de libérer les éléments Dinariques.

3) **Ouverture de l'Océan Pacifique Oriental.**

B) — 179 à — 152 M.A. Dogger

Maximum d'ouverture de l'Océan Téthysien, d'extension des transgressions téthysiennes et de la Mésogée.

C) — 152 à — 130 M.A. Malm.

1) **Obduction sur les Dinarides Calcaires et Dolomitiques d'une partie du fond océanique téthyan qui donne des ophiolites jurassiques.**

Ce phénomène s'étendra sur 5.000 km de long. Les Dinarides quittent la bordure gondwana et dérivent vers le Nord ; elles constitueront l'allochtone des Alpes Méridionales et s'intégreront à la Néo-Europe. Un phénomène analogue affecte la Lémurie, dont l'Inde se détache avec les éléments de sa bordure Himalayenne.

2) **— 145 à — 140 M.A. Ouverture de l'Atlantique Central.**

Celui-ci est alimenté par une transgression téthysienne chaude avec les organismes vivants de la bordure mésogéenne du Gondwana (côte E des U.S.A. au Kimméridgien ; Chiapas, SW du Mexique, jusque-là dans la mouvance pacifique, au Portlandien).

D) — 140 à — 65 M.A. Crétacé

Période essentielle de fracturation de la Pangée, surtout morcellement du Gondwana. Celui-ci reprend sa course vers la Laurasia, en lui cédant encore de nombreuses terres (Dinarides, Sud de l'Asie) dont les poussées individuelles aboutiront aux sphénochasmes et aux collisions alpines.

1) **— 140 à — 135 M.A.**

La faille Owen sépare la Lémurie de l'Afrique, première étape de l'ouverture de l'Océan Indien. Début de l'orogénèse Andine affectant la marge occidentale du Gondwana.

2) **— 115 à — 65 M.A.**

Bassins lagunaires entre Afrique et Amérique du Sud, début de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Transgression sur le Bouclier Saharien.

V. — CENOZOÏQUE

— 65 à — 3 M.A. (Paléocène, Eocène, Oligocène, Miocène, Plio-Quaternaire)

1) **A partir du Paléocène.**

Le Dékan et les Dinarides poursuivant leur course vers le Sud de la Laurasia, affrontement principal à l'Aquitainien (entre — 25 et — 20 M.A.) ; blocage avec sous-charriage himalayien au Tortonien (entre — 10 et — 6 M.A.).

2) **— 11 à — 5 M.A.**

Sur la vieille structure des Mozambiquides, les rifts Est-Africains initient l'ouverture de nouveaux océans (Mer Rouge, Afars), en isolant l'Arabie.

CONCLUSIONS

Les Continents Gondwans d'aujourd'hui proviennent d'un véritable dépeçage. Seule la bordure externe du Gondwana cratonisé pendant l'Antécambrien porte encore des zones d'activité orogénique de type circum-Pacifique. Le reste compose des "plaques" limitées par des failles.

Leur peuplement a conservé une partie importante des caractères apparus pendant l'unicité : relictés et "fossiles vivants" sont presque tous des spécialités gondwanes.

L'isolement de chacun des continents issus du Gondwana a facilité également les diversifications, par exemple des Reptiles et des Mammifères. L'Afrique, demeurée centrale, a, par exemple, favorisé le développement des Simiens, puis, à partir du Miocène, des Hominidés.

Il faut noter que :

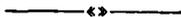
1° l'ouverture de l'Océan Indien et celle de l'Atlantique, qui ont découpé le Gondwana, s'accompagnent de la fermeture presque totale de la Téthys par les collisions alpines. On se retrouve dans des conditions comparables à celle de la Téthys et du Proto-Atlantique au Paléozoïque inférieur.

2° la Mésogée téthysienne a vécu. Elle n'est remplacée ni par la Méditerranée, ni par la Paratéthys. Les climats perdent les qualités d'une répartition marine équilibrée ; l'Equateur est d'ailleurs beaucoup plus au Sud.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BENTOR Y.K. (1985). — The Crustal Evolution of the Arabo-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Research*, 28, p. 1-74.
- 2) BEUF S., BIJU-DUVAL B., de CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Technip.*, 464 p.
- 3) BONATTI E. (1985). — Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature*, 316, 6023, p. 33-37.
- 4) BONATTI E. (1987). — Séparation des continents et formation des océans. *Pour la Science*, p. 44-53.
- 5) BOUCOT A.J. (1971). — Malvinocaffric Devonian marine community distribution and implication for Gondwana. *Ann. Acad. Brasileira de Ciencia*, 43 (suppl.), p. 23-49.
- 6) BRIDEN J.C. (1967). — Recurrent continental drift of Gondwanaland. *Nature*, 215, p. 1334-1339.
- 7) CAREY S. Warren, ed. (1983). — The expanding Earth. A Symposium, Sydney, 1981. *Univ. Tasmania*, 423 p.
- 8) CHOUBERT B. (1935). — Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 8 (1).
- 9) DEAN W.T. (1972). — The Trilobite genus *Holasaphus* Matthew, 1895 in the Middle Cambrian Rocks of Nova Scotia and Eastern Turkey. *Can. J. Earth Sci.*, 9, p. 266-279.
- 10) DEAN W.T. (1974). — Some aspects of Ordovician correlation and Trilobite Distribution in the Canadian Appalachian. The Ordovician system. *Proc. Pal. Assoc. Symp. Birmingham*.
- 11) DEARNLEY R. (1965). — Orogenic fold-belts, convection and expansion of the Earth. *Nature*, 206, p. 1284-1290.
- 12) DESTOMBES J. et HENRY J.L. (1987). — Trilobites Calmoniidae de l'Ordovicien supérieur du Maroc et les origines de la Province Malvino-Cafre. *Lethaia*, 20, p. 129-139.
- 13) DEYNOUX Max. (1980). — Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Thèse, Aix-Marseille.
- 14) DEYNOUX Max. (1985). — Les Glaciations du Sahara. *La Recherche*, 169, p. 986-997.
- 15) DU TOIT A.L. (1937). — Our Wandering Continents, an hypothesis of Continental drifting. Oliver and Boyd.
- 16) DUTUIT J.M. (1976). — Introduction à l'étude paléontologique du Trias continental marocain. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat.*, NS, (C), 36, 253 p., 70 pl.
- 17) FABRE J. (1976). — Introduction à la Géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. I, 422 p.
- 18) HAMBREY M.J. et HARLAND W.B. ed. (1981). — Earth's pre-Pleistocene glacial record.
- 19) HAQ Bilal U, HARDENBOL Jan et VAIL Peter R. (1987). — Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.
- 20) HARLAND W.B. et RUDWICK M.J.S. (1964). — The Great Infra-Cambrian ice-age. *Scientific Amer.*, 211 (2), p. 28-36.
- 21) HARRINGTON H.J. et LEANZA A.F. (1957). — Ordovician trilobites of Argentina. *Univ. Kansas Dpt. Geol., Sp. Publ.*, 1, p. 1-275.
- 22) HERZ N. (1969). — Anorthosite Belts, continental drift and the anorthosite Event. *Scienc*, 164, p. 944-946.
- 23) HSU Kenneth J. (1986). — Mesozoic and Cenozoic Oceans. *Amer. Geoph. Union Washington ; Geodynam. Ser.*, vol. 15, 153 p.
- 24) JANSÁ L.F. et TERMIER G. et H. (1982). — Les Biohermes à Algues, Spongiaires et Coraux des séries carbonatées de la flexure bordière ou "paléoshelf" au large du Canada oriental. *Rev. Micropal.*, 25 (3), p. 181-219.
- 25) KENNEDY W.Q. (1964). — The structural differentiation of Africa in the Pan-African (\pm 500 m.y.) tectonic episode. *Univ. Leeds Res. Inst. Africa Geol. 8th ann. rep.*, p. 48.
- 26) KENT P.E. (1972). — Mesozoic History of the East Coast of Africa. *Nature*, 238, p. 147-148.
- 27) LIEGEOIS J.P., BERTRAND H., BLACK R., CABY R. et FABRE J. (1983). — Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. *Nature*, 305, 5929, p. 42-43.
- 28) McALESTER A.L. et DOUMANI G.A. (1966). — Bivalve ecology in the Devonian of Antarctica. *Journ. of Pal.*, 40 (3), p. 752-755.
- 29) McELHINNY M.W., GIDDINGS J.W. et EMBLETON B.J.J. (1974). — Palaeomagnetic results and late Precambrian glaciations. *Nature*, 248, p. 557-561.
- 30) MICHAUD F., TERMIER H. et G. et RIVIERA-CARRANCO E. (1986). — Spongiaires du Jurassique supérieur et du Néocomien du Sud-Est mexicain. *C.R. Ac. Sc.*
- 31) MICHOT P. (1972). — A la recherche des océans perdus. *Bull. Acad. Roy. Belgique, Sc.*, p. 1401-1430.
- 32) OWEN H.G. (1983). — Atlas of Continental displacement. 200 millions years to the present.
- 33) PLUMSTEAD E.P. (1976). — Gondwanaland. Standard Encyclopedia of South Africa. p. 81-90.
- 34) ROMER A.S. (1966). — Vertebrate Paleontology. 468 p. *Univ. Press. Chicago*.
- 35) TAPPAN H. (1980). — The Paleobiology of Plant Protists. 1028 p., Freeman.

- 36) TARLING D.H. (1974). — A palaeomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 130, p. 163-170.
- 37) TAZIEFF H. (1970). — The Afar triangle. *Scientific American*.
- 38) TERMIER H. et G. (1950). — Affinités des faunes Nord-Africaines au cours de l'ère Primaire. *Revue Scientifique*, 3308, p. 209-216.
- 39) TERMIER H. et G. (1960). — L'épeirogénèse méso-carbonifère et ses conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (2), p. 677-686.
- 40) TERMIER H. et G. (1974). — Distribution des faunes marines dans le Sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97, p. 387-446.
- 41) TERMIER H. et G. (1976). — Configuration de la Téthys en connexion avec la Gondwanie au Paléozoïque supérieur. *C.R. Ac. Sc.*, 283, p. 139-142.
- 42) TERMIER H. et G. (1977). — Pulsations alternées Téthys-Atlantique : une clef de l'histoire terrestre ? *C.R. Ac. Sc.*, 284, p. 1867-1870.
- 43) TERMIER H. et G. (1979). — Histoire de la Terre. P.U.F., 430 p.
- 44) WILLIAMS G.E. (1975). — Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. *Geol. Mag.*, 112, p. 441-544.
- 45) ZIMMERMANN M. (1960). — Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique Occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). *Rept. 21st. Sess. Norden Intern. Geol. Congress*, 8, p. 26-36.



Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution

La fragmentation du Gondwana : un épisode tardif de l'évolution de la Terre

by Raymond CRAWFORD (*)

Abstract. — After early concepts of Gondwana, by 1970 its former existence was widely accepted. Attempts to define its internal pattern, with particular reference to Indo-Australo-Antarctic relations, were made using various techniques with variable success. These were followed by proposals to extend the area of the original Gondwana at the expense of Laurasia. Only later was the problem of the duration of the life of Gondwana pursued. The "Pan-African Event" (—750 to —450 m.y.) relates genetically to the shapes of the Gondwana continents and was a preliminary stage in the break-up, probably best regarded as a late stage in the evolution of an expanding Earth originally completely covered by continental crust.

Résumé. — Après les premiers concepts de la notion de Gondwana, son existence fut largement acceptée, il y a une vingtaine d'années, dès le début des années 70. Des tentatives d'analyse de la structure de ce supercontinent furent effectuées, à l'aide d'un large éventail de techniques, mais avec des résultats assez variables. Ces études s'intéressaient plus particulièrement aux relations entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique.

On proposa, ensuite, d'étendre le domaine gondwanien aux dépens de la Laurasia. Ce n'est que plus tard que l'on posa le problème de la durée du Gondwana. La genèse de "l'Événement pan-africain" (—750 à —450 MA) est à rapprocher, par ses conséquences, de la forme des continents gondwaniens et peut être considérée comme une étape précoce de leur fragmentation.

On peut également envisager ce grand événement mondial comme étant une étape tardive de l'évolution d'une Terre en expansion, totalement recouverte, à son origine, de croûte continentale.

The concept of Gondwana has been with us for more than a century, persisting throughout a period in which theories of the Earth itself have changed completely.

The definition of Gondwana or Gondwanaland, we owe to Blandford and Medlicott, members of the Geological Survey of India, in 1873. Strictly, this was more a concept than a definition. It developed essentially from the discoveries of late Palaeozoic glacial sequences in central peninsular India, with their associated sediments.

The concept appealed particularly to the Austrian geologist Eduard Suess who used it in his great work *The Face of the Earth*. It is difficult for us today, with our infinitely more detailed knowledge of the Earth and totally different approach to its study to criticize fairly the approach of Suess. In the circum-

stances he was scarcely able to do much more than outline the concept. In particular, writing at a time when geologists accepted the permanence of the present pattern of continents and oceans, necessarily his concept had to be incorporated into that pattern. To him, therefore, the main difficulties were two. The first was to devise land connections between the continents at present separated by the Indian Ocean. The second was the need for a hypothesis to explain the absence of these connections at the present time. He solved the first problem by invoking "landbridges" by making use of string of oceanic island and the second by proposing a later subsidence. If this today seems specious, it needs to be recalled that though nineteenth-century geologists all regarded the oceans and continents as "permanent", they accepted the existence of *vertical* movements, both on a continental scale and in respect of oceanic islands.

(*) University of Canterbury, Christchurch (Nouvelle-Zélande).

It is difficult now to get an impression of the effect of Suess's suggestions upon the geological community. At any time only a minority of it is concerned with the theories; and by far the majority of geologists lived and worked in the northern hemisphere in Europe and America. To nearly all of them the problems were of little or no importance.

Moreover, it is common for scientists, when faced by what seems an intractable problem, to put it aside for some considerable time (this is not, strictly, to "ignore" the problem). In any case, the "Gondwana problem" was, to most geologists, only one among many at a time when no satisfactory theory of the Earth existed. We now realize that no such theory could exist in the absence of adequate knowledge of the ocean floors and the processes of their creation and destruction. Geologists concerned themselves only with continents.

This first, crude stage of the concept of Gondwana (a very different Gondwana from that later conceived) continued well into the twentieth century.

A major change coincided with the great convulsion of the first World War. We attribute this essentially to Wegener, but others, particularly Taylor in America were (as is so common in science) apparently thinking in broadly the same revolutionary way.

Regrettably for the science, the immediate impact of these ideas was very muted, in spite of the revolutionary impact of the war on most aspects of life. It now seems that this was in part a language problem. It was also, perhaps, related to the unwillingness of many to take seriously, at that particular time, the ideas of a German. A German, moreover, little known to the geological community, and whose primary skills were in meteorology and Arctic exploration. It should also be noted that Wegener's original short paper of 1912 had no maps. This was remedied, and the arguments much more fully developed, in his book, the first edition of which appeared in English translation in 1924. But there is commonly a prejudice among scientists against hypotheses advocated in books rather than in the articles of conventional scientific journals. Books are often not referred. That the particular book was by a man expert in matters other than geology made it especially suspect.

There is no doubt also that Wegener's book was defective in matters geophysical. Theoretical geophysicists, notoriously contemptuous of geologists, were then few but very influential. Their criticism was crucially important. Together with the conservatism of most geologists, it effectively demolished the Wegener theory for all but a courageous, open-minded (and more tolerant) few. There is no doubt that much of the conservatism was American, much of it from petroleum geologists (who at that time were a strongly nationalistic group). In Europe opinion was mixed but more receptive. Conditions in USSR scarcely lent themselves to proper reception, let alone assessment,

of Wegener's ideas. It was in the southern hemisphere, with its few geologists (though those, very influential) that the ideas of Wegener perhaps most firmly took root: and for good reasons.

From 1925 to 1960 (at least) the concept of Gondwana remained no less vague to most geologists than it did to Suess. On the whole it was not seriously examined. The most detailed, perceptive and persuasive examination was that of Alexander du Toit in his book of 1937, *Our Wandering Continents*. This was perhaps a little too polemical to be as effective as it otherwise might have been. What it did do, emphatically, was to re-iterate the broad *geological* concepts of Wegener, that there had existed a supercontinent (Pangaea) which incorporated a Gondwana and its northern equivalent Laurasia. Moreover, du Toit was able to cite far more evidence than had been available to Wegener.

It is unnecessary here to recapitulate the events of the mid and late 1960s. Perhaps the most important point, often neglected, is that there was a sudden very widespread acceptance of the concept of continental "drift", *before* the widespread acceptance of the theory of plate tectonics. It is of course true that the "drift" was unquestionably *not* of Wegenerian type, as the acceptance was based mainly on acceptance of the sea-floor spreading hypothesis. But much of the acceptance of drift was because of a greater willingness to see that the purely geological evidence from the continents themselves could no longer be ignored.

It is sometimes stated that it was the evidence from palaeomagnetism which was crucial. That may seem so in retrospect. At the time, though, the material put out by the palaeomagnetists themselves was so confusing (and so voluminous) that rather than enlightening, they confused the geologists (that they confused other geophysicists is evident from some of their products).

Nevertheless, it was plain by 1969, certainly by 1970, that the concept of Gondwana was at a third stage. The recognition that continental fragmentation had unquestionably occurred with "horizontal" movement on a prodigious scale, immediately excited the imagination of geologists. As the separation had been greatest in the southern hemisphere, interest concentrated upon the problem of Gondwana.

The initial efforts went into clarification of the internal pattern of Gondwana, particularly the problem of the Indo-Australo-Antarctic relationship. The Afro-Malagasy relationship was later studied. It became apparent that purely continental geological data were inadequate. Various approaches, e.g. comparisons of isotopic age patterns, distributions and orientations of dyke swarms in the Precambrian basement, gave equivocal results. It was not possible to use the patterns of the margins of the continental shelves, for these were quite inadequately known (this did not stop some enthusiasts from using such poor data in ill-designed computer programmes).

Much effort went into the use of palaeomagnetic techniques. Early work was geologically naive; many results of uneven value.

There was then a tendency to extend the area of Gondwana. The original concept provided no real "northern" boundary. The Mediterranean, the Himalaya, were boundaries enough for a vague early concept. By now however it had become necessary to be more accurate. Various suggestions were made: all involved a diminution of Laurasia. As Arabia is effectively a part of Africa it had always been regarded as in Gondwana. Should Iran be added? Before Tibet was re-examined geologically, it seemed possible to add that too, and perhaps even more of China...

A problem which at first was not even recognized to be one is that of the duration of Gondwana. In the first excitement following the introduction of plate tectonics it had seemed very likely that numerous different continental assemblies had occurred in the past, leaving no "memory". Later, a more conservative view seemed to develop, partly from extension backwards in time of the apparently more reliable inferences from palaeomagnetism. Had Gondwana existed for a very long time? If so, what had been the cause of the break-up?

This and its implications, were not seriously attacked as problems during the period 1970-75. So much activity went into regional and local problem-solving that the fundamental problem of why Gondwana once existed, why it no longer did, was scarcely recognized.

This blindness was accompanied by another. The very existence of a Gondwana *with* a closely-associated Laurasia implied a concentration of the entire global continental crust. As that itself covers only about one third of the Earth's surface, such a concentration implied that there was a complementary concentration of oceanic crust covering the remainder. Had this, too, existed for a very long time? The persistence of so marked a division would be extraordinary enough: its relatively sudden disturbance and destruction late in the Earth's history would be even more extraordinary.

Strangely, little attention has been given to this problem. The principal exponent of it has been S. Warren Carey. It has been he, too, who has emphasized another, associated problem, that of the alleged former existence of a Tethyan Ocean. For over a century geologists have, for good reasons (excellent data on its former sediments), willingly recognized the validity of the concept, owed to Neumayr, of a Tethyan Sea. It is only since plate tectonics became a fashionable theory that *this* sea has become, magically, an ocean.

In fact this transformation was the consequence of what now seem particularly naive computer-produced cartographic reconstructions. It was a direct consequence of (i) putting together a "conventional" Gondwana (ii) adding North America (iii) adding Eurasia (minus, of course, peninsular India) on the assumption that it had always remained unity. Inevitably, the flattening-out of so large an area of continental crust to obtain a planar cartographic diagram produced a gap between eastern Gondwana and eastern Eurasia which widened enormously eastwards. This gap became the mythical Tethyan Ocean. It was highly convenient, in the fashion of the time, to "explain" its absence today by subduction. It was still more convenient, when the fashion became more sophisticated, to "explain" the Indus suture line, a linear zone of ultrabasic rocks north of the Himalaya proper, as the last relic of the Tethyan oceanic crust.

It was at this stage that our conception of Gondwana perhaps reached its nadir. Something was wrong, I suggest that our approach is perhaps mistaken, and that we need in future to think in terms of an expanding Earth, on which a complete (global) cover of continental crust because first fractured, and later separated, into units now the continents. In this I follow several other workers, especially S. Warren Carey.

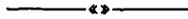
I suggest that the initial fracturing of the global continental crust may be related genetically to the "Pan-African Event" which is expressed in time by the concentration of isotopic ages between — 750 and — 450 m.y. These are mineral ages (by the Rb-Sr method, usually those of biotites) and relate to a primarily thermal event. In a geographical sense they are concentrated along zones now commonly the continental margins, such as those of India. This very distribution itself suggests a close relationship with the continents as shapes. I suggest further that the fracturing gave some necessary relief in an evolutionary situation. The Earth had reached a critical condition in which the globally continuous continental crust could no longer tolerate the expansion without fracture. There was then significant separation of the future continental units until, at about — 200 m.y., the rate of expansion was such that it had to occur. Perhaps, rather than a simple, if exponentially increasing rate of expansion, the Earth has also superimposed pulsations which may include not only brief periods of more rapid expansion but perhaps also brief periods of contraction.

They are obvious difficulties in adopting this approach to the problem of Gondwana. Nevertheless it is necessary to incorporate any history of the break-up of Gondwana, occurring over a period of 200 m.y., within the framework of some theory of evolution of an Earth which originated 4 500 m.y. ago.

* * *

REFERENCES

- 1) CAREY S. Warren (1976). — *The Expanding Earth*. Elsevier, Amsterdam.
- 2) CRAWFORD A.R. (1979). — The Myth of a Vast Oceanic Tethys, the India-Asia Problem and Earth Expansion. *Jour. Petroleum Geol.*, vol. 2, p. 3-9.
- 3) CRAWFORD A.R. (1982). — The Pangaeon Paradox : Where Is It ? *Jour. Petroleum Geol.*, vol. 5, p. 149-160.
- 4) CRAWFORD A.R. (1986). — The Origin of the Pacific on an expanding Earth. In F.C. Wezel (ed.) *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, p. 423-434.
- 5) DU TOIT A.L. (1937). — *Our Wandering Continents / an Hypothesis of Continental Drifting*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- 6) NEUMAYR M. (1885). — Die geographische Verbreitung der Juraformation. *Denks. Akad. Wissensch. Math.-Nat. Cl.*, vol. 15, p. 57-144.
- 7) STOECKLIN J. (1983). — Himalayan orogeny and Earth expansion. In. S. Warren Carey (ed.) *Earth Expansion Symposium*, Sydney. 1981. Hobart. University of Tasmania. p. 119-130.
- 8) SUESS E. (1885-1901). — *Das Antlitz der Erde*. Vol. 1-3. Vienna. English translation by W.J. Sollas. Vol. 1-5, 1904-1924. Oxford, Oxford University Press.
- 9) TAYLOR F.B. (1910). — Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth's Plan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 21, p. 179-226.
- 10) WEGENER A.L. (1912). — Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rundsch.*, vol. 3, pt. iv., p. 276-292.
- 11) WEGENER A.L. (1915). — *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Braunschweig, F. Vieweg und Son.
- 12) WEGENER A.L. (1924). — *The Origin of Continents and Oceans*. (Translation of 3rd German edition of 1922, by J.G.A. Skerl). London, Methuen.



Forages profonds dans l'océan Indien. Programme O.D.P. 1987 - 1988

Deep Sea Drilling in the Indian Ocean : O.D.P. 1987 - 1988

par Roland SCHLICH (*) et Marc MUNSCHY (*)

Résumé. — L'exploration des océans par forages profonds se poursuit actuellement dans le cadre du programme international "Ocean Drilling Program" (O.D.P.). Au cours des années 1987 et 1988, le nouveau navire foreur, le *Joides Resolution*, réalisera dans l'océan Indien un ensemble de neuf campagnes de forage (leg 115 à 123). Les programmes mis en œuvre sont pluridisciplinaires et intéressent à la fois les plateaux sous-marins (plateau des Mascareignes, plateau des Kerguelen, Broken Ridge, ride du 90° Est, plateau d'Exmouth), les bassins sédimentaires (bassin de Somalie, bassin indien central, mer d'Arabie, plaine abyssale de l'Argo) et les dorsales actives (dorsale ouest-indienne). Les objectifs scientifiques recouvrent les trois thèmes majeurs du programme O.D.P. : paléoenvironnement, lithosphère, tectonique.

Abstract. — *The international "Ocean Drilling Program" (O.D.P.), the successor to the "Deep Sea Drilling Project" (D.S.D.P.) and the "International Program of Ocean Drilling" (I.P.O.D.), will continue the exploration of the oceans by deep sea drilling. The new drilling vessel, the Joides Resolution, will complete during 1987-1988 nine campaigns in the Indian Ocean (Leg 115 to 123). The programmes involve many scientific disciplines and will explore submarine plateaus or ridges (Mascarene Plateau, Kerguelen Plateau, Broken Ridge, Ninetyeast Ridge, Exmouth Plateau), ocean basins (Somali Basin, Central Indian Basin, Arabian Sea, Argo Abyssal Plain) and active spreading ridges (Southwest Indian Ridge). The scientific objectives are related to the three major O.D.P. themes: paleoenvironment, lithosphere, tectonic.*

Les premiers échantillons de roches océaniques ont été obtenus par le navire océanographique britannique *H.M.S. Challenger* en 1872. En fait, l'exploration des océans n'a débuté que bien plus tard, essentiellement à partir de 1950. Ce n'est qu'en 1968 qu'un autre navire océanographique, également nommé *Challenger* (*Glomar Challenger*), entreprit la reconnaissance systématique des grands océans dans le cadre du programme américain « Deep Sea Drilling Project » (D.S.D.P.) qui devint international en 1974 sous le nom de « International Program of Ocean Drilling » (I.P.O.D.). L'Allemagne Fédérale, la France, la Grande-Bretagne, le Japon et l'Union Soviétique ont participé à ce programme jusqu'à sa fin en 1983. Au cours de cette période, le *Glomar Challenger* a parcouru près de 700.000 kilomètres, effectué plus de 1.000 forages et prélevé au total près de 100 kilomètres de carottes de sédiments et de roches. Les fonds les plus profonds forés se situent à environ 7.000 mètres de profondeur : la pénétration maximum atteinte est de 1.700 mètres.

Les programmes D.S.D.P. et I.P.O.D. ont largement contribué à la connaissance des océans et ont permis

de bâtir un modèle cohérent d'évolution de la Terre : l'hypothèse de l'expansion des océans a été confirmée et il a été démontré que l'âge des roches formées dans les océans actuels ne dépassait pas 220 millions d'années. En 1981, une conférence internationale sur les forages océaniques (COSOD) faisait le bilan des résultats acquis et concluait à la nécessité de poursuivre l'exploration des océans par la méthode des forages profonds. Un nouveau programme international de forages, « l'Ocean Drilling Program » (O.D.P.), a donc été décidé avec comme principaux thèmes : l'origine et l'évolution de la croûte océanique, l'origine et l'évolution des séries sédimentaires, l'évolution tectonique des marges continentales, l'évolution à long terme de l'atmosphère, des eaux océaniques, des glaciations et des êtres vivants.

Pour pouvoir atteindre les objectifs affichés, il a fallu rechercher un navire plus performant que l'ancien *Glomar Challenger*. Le choix s'est porté sur le navire foreur *SEDCO/BP 471* construit en 1978 et appartenant pour moitié à la compagnie SEDCO (rachetée par Schlumberger) et pour moitié à la British Petroleum.

(*) Institut de Physique du Globe de Strasbourg (C.N.R.S. UA 323). Laboratoire de Géophysique Marine, 5, rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex (France).

Le navire a été reconverti en 1984 pour répondre aux exigences techniques du programme et correspond aujourd'hui à un laboratoire flottant unique au monde, doté des derniers perfectionnements de la technologie en matière de navigation, positionnement, forage, mesures *in situ* et traitement des données recueillies.

Les Etats-Unis, avec le Canada, la France, le Japon, la République Fédérale d'Allemagne, le Royaume-Uni et la Fondation Européenne de la Science regroupant la Belgique, le Danemark, l'Espagne, la Grèce, l'Italie, la Norvège, les Pays-Bas, la Suède et la Suisse, sont membres d'O.D.P. Le programme est prévu pour dix ans (1984 à 1993). Le coût total de l'opération est estimé à plus de 300 millions de dollars (dollars constants). La Fondation Nationale pour la Science (NSF) finance le programme pour les Etats-Unis et reçoit les contributions financières des pays membres. Le « Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling » (J.O.I.D.E.S.) est une association internationale chargée de l'élaboration du programme scientifique. Elle est constituée par les dix principales institutions océanographiques américaines et par divers organismes appartenant aux différents pays membres. La France est représentée au sein de J.O.I.D.E.S. par « l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer » (IFREMER). Sur le plan international, J.O.I.D.E.S. s'est doté d'un comité exécutif chargé de l'examen des aspects administratifs et financiers et d'un comité de planification responsable de la définition du programme scientifique, du calendrier des opérations et du choix des responsables scientifiques. Le comité de planification s'appuie pour ce travail sur les propositions formulées par un ensemble de comités spécialisés internationaux qui examinent les projets de forage élaborés par la communauté scientifique concernée. Pour la France, la participation au programme O.D.P. est assurée par un comité directeur et un comité scientifique qui recueille l'avis de groupes de travail thématiques et régionaux rassemblant de nombreux chercheurs français d'origines très diverses (Universités, C.N.R.S., O.R.S.T.O.M., IFREMER, B.R.G.M., I.F.P., etc.). Toutes les disciplines des Sciences de la Terre sont représentées et les programmes mis en œuvre sont largement pluridisciplinaires.

La « Texas A. and M. University » (TAMU), située à College Station au Texas, est chargée de l'organisation des campagnes et fournit le support logistique et technique nécessaire à la réalisation des opérations. TAMU est responsable de la conservation des échantillons et des diverses autres données recueillies à bord. Enfin, TAMU a également la responsabilité de la publication et de la diffusion des résultats. Les diagraphies et mesures de fond de puits sont collectées et interprétées par une équipe de recherche du « Lamont Doherty Geological Observatory » (Columbia University, New-York).

En mai 1987 et après avoir réalisé 14 campagnes de forages dans l'Atlantique, la Méditerranée, l'Arcti-

que, le Pacifique et les Mers Australes, le *Joides Resolution*, nom scientifique donné au nouveau navire foreur SEDCO/BP 471, entreprendra une série de neuf campagnes de forages dans l'océan Indien. Le programme débutera le 19 mai 1987 et s'achèvera en principe en octobre 1988. Chaque campagne s'étend approximativement sur une période de deux mois. Les programmes finalement sélectionnés après examen d'une centaine de projets sont énumérés ci-après :

Leg 115 - Plateau des Mascareignes Profil de dissolution des carbonates	Mai-Juin 87
Leg 116 - Déformation intraplaque	Juil.-Août 87
Leg 117 - Néogène (Oman, Owen, Indus)	Sept.-Oct. 87
Leg 118 - Dorsale ouest-indienne	Nov.-Déc. 87
Leg 119 - Kerguelen nord et Prydz Bay	Janv.-Fév. 88
Leg 120 - Kerguelen central et sud	Mars-Avr. 88
Leg 121 - Broken Ridge et ride du 90° Est	Mai-Juin 88
Leg 122 - Plateau d'Exmouth	Juil.-Août 88
Leg 123 - Plaine abyssale de l'Argo	Sept.-Oct. 88

Le leg 115 comporte deux volets distincts. Le premier intéresse le plateau des Mascareignes ; il s'agit de déterminer la nature et l'âge de la croûte, d'analyser les éventuelles variations géochimiques des magmas mis en place entre les basaltes du Deccan au nord et les îles océaniques au sud et enfin de préciser l'évolution du plateau au cours des temps (rifting et subsidence). Le deuxième volet concerne l'évolution spatio-temporelle des dépôts carbonatés du Néogène à partir d'une série de forages situés sur le flanc nord-est du banc des Seychelles (profil de dissolution des carbonates).

Le deuxième leg (116) a pour objet l'étude des déformations intraplaques dans le bassin indien central. Il s'agit de dater, à partir d'un forage de référence, le début et les différentes phases des déformations mises en évidence par sismique-réflexion, d'analyser les relations entre les zones de fracture et les circulations de fluides et d'examiner à partir de ces résultats, les mouvements tectoniques associés à la surrection de l'Himalaya et les phénomènes sédimentaires caractérisant les dépôts dans le cône du Bengale.

Le troisième leg (117) est focalisé sur l'étude des séries sédimentaires du Néogène dans la partie nord-ouest de l'océan Indien à partir de sites de forages localisés sur la marge de l'Oman, la ride de l'Owen et dans le cône de l'Indus. Il s'agit essentiellement d'une étude très générale des paléoenvironnements en liaison avec la mousson et les phénomènes tectoniques liés à la surrection de l'Himalaya.

Le quatrième leg (118) est entièrement consacré à l'étude de la croûte océanique à partir d'un forage localisé à l'axe d'une faille transformante (Atlantis II) associée à la dorsale ouest-indienne. L'objectif est d'échantillonner, à partir d'un forage profond réalisé sur croûte nue, des péridotites du manteau supérieur.

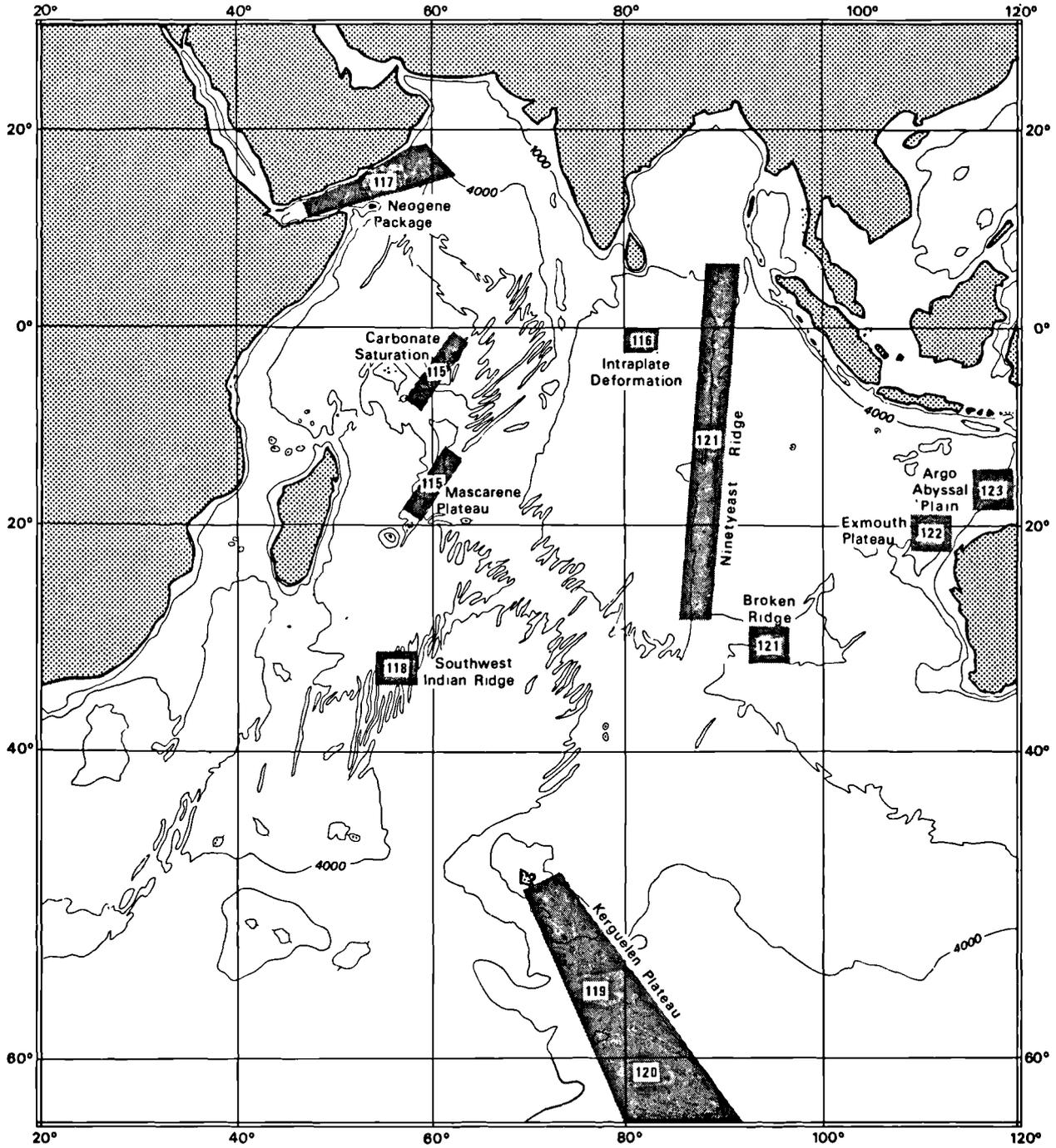


Fig. 1. — Localisation des programmes de forage O.D.P. dans l'océan Indien.

La dorsale ouest-indienne caractérisée par un taux d'expansion particulièrement faible constitue pour cet objectif une cible privilégiée.

Les deux legs suivants (119 et 120) intéressent pour l'essentiel le plateau de Kerguelen entre 49°S et 63°S et en partie la marge antarctique au niveau de Prydz Bay. Les objectifs scientifiques recouvrent les trois thèmes majeurs du programme O.D.P. : paléoenvironnement, lithosphère et tectonique. Il s'agit en premier lieu de déterminer, à partir d'un ensemble de forages répartis en latitude entre 49°S et 67°S et en profondeur entre 600 et 4.000 m, la nature et l'âge des différentes séries sédimentaires néogènes et anté-néogènes, ainsi que l'âge et l'extension spatio-temporelle des principales discordances cartographiées par sismique-réflexion multitrace. Il s'agit également de déterminer la nature et l'âge du socle dans la partie nord, centrale et sud du plateau et enfin d'explicitier, en relation avec ce dernier résultat, l'histoire tectonique du plateau (rifting et subsidence). Le programme de forage sur le plateau de Kerguelen sera réalisé au cours de l'été austral 1987-1988 et s'étendra sur plus de quatre mois. Les forages et les priorités ont été définis. La sélection a été faite pour une part importante, à partir de données géophysiques et géologiques recueillies par le *N.O. Marion Dufresne* (TAAF) entre 1981 et 1986 par le Laboratoire de Géophysique Marine de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et le Laboratoire de Géologie du Muséum National d'Histoire Naturelle.

Le leg 121 comporte deux volets distincts. Le premier intéresse Broken Ridge situé en position symétrique au plateau de Kerguelen par rapport à la dorsale est-indienne. Les objectifs scientifiques sont essentiellement tectoniques ; il s'agit de déterminer à partir des séries sédimentaires carottées et de l'âge des principales discordances, la nature de la marge (active ou passive) et de préciser les mouvements verticaux pré ou post-rift

qui ont affecté cette structure. Le deuxième volet concerne essentiellement une étude pétrographique et géochimique de la croûte à l'axe de la ride du 90° Est afin de mieux définir le mouvement nord-sud de l'Inde et sa collision avec l'Asie. Trois forages ont été proposés, ils complèteront les données recueillies en 1972 (sites DSDP n° 214, 216, 253 et 254).

Le leg suivant (122) est situé à l'ouest de l'Australie sur le plateau d'Exmouth. Les objectifs scientifiques intéressent l'évolution des faciès sédimentaires du Trias au Jurassique supérieur au cours de la phase pré et post-rift, l'étude des phénomènes de subsidence de la marge continentale et l'analyse des variations du niveau des mers à partir d'un transect de sites qui s'étend de la partie centrale du plateau (1.300 m) à la limite continent-océan (4.000 m) via la marge continentale nord.

Le dernier leg (123) intéresse la plaine abyssale de l'Argo qui correspond à la croûte océanique la plus vieille (M25, Oxfordien) reconnue dans l'océan Indien. L'épaisseur relativement faible de la couverture sédimentaire (1.000 m) permettra d'échantillonner des basaltes du Jurassique supérieur et de préciser à ce niveau, l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre ; les séries sédimentaires échantillonnées systématiquement fourniront pour le Paléogène et le Mésozoïque des données fondamentales et originales pour les études paléobathymétriques, paléoclimatiques et paléocéologiques de l'océan Indien oriental.

La localisation géographique de ces différents programmes est précisée par la fig. 1. Les zones explorées par forage O.D.P. sont repérées par le numéro correspondant du leg.

Les références bibliographiques majeures explicitant pour ces différents programmes le contexte géodynamique sont données ci-après.

BIBLIOGRAPHIE

Articles généraux traitant de l'océan Indien

- LAUGHTON A.S., MATTHEWS D.H. and FISCHER R.L. (1970). — The structure of the Indian Ocean. *In* The Sea, Maxwell A.E., ed., New-York : Wiley Interscience, vol. 4, p. 543-586.
- NORTON I.O., and SCLATER J.G. (1979). — A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 6803-6830.
- SCHLICH R. (1982). — The Indian Ocean : aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. *In* The Ocean Basins and Margins, vol. 6, the Indian Ocean, Nairn A.E.M. and Stehli F.G. (eds), New-York Plenum Press, p. 51-147.

Leg 115 : plateau des Mascareignes

- FISCHER R.L., JOHNSON G.L. and HEEZEN B.C. (1967). — Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 78, p. 1247-1266.
- VINCENT E., GIBSON J.M. and BRAN L. (1974). — Paleocene and early Eocene microfacies, benthonic foraminifera, and paleobathymetry of Deep Sea Drilling Project sites 236 and 237, Western Indian Ocean. *In* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 24, p. 859-885.

Leg 116 : déformation intraplaque

- BERGMAN E.A. and SOLOMON S.C. (1980). — Oceanic intraplate earthquakes : Implications for local and regional intraplate stress. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, p. 5389-5410.
- WEISSEL J.K., ANDERSON R.N. and GELLER C.A. (1980). — Deformation of the Indo-Australian plate. *Nature*, vol. 287, p. 284-291.

Leg 117 : Néogène (Oman, Owen, Indus)

- KIDD R.B. and DAVIES T.A. (1978). — Indian Ocean sediment distribution since the Late Jurassic. *Mar. Geol.*, vol. 26, p. 49-70.
- PETERSON L.C. and PRELL W.L. (1985). — Carbonate preservation and rates of climatic change : an 800 kyr record from the Indian Ocean. *AGU Chapman Conference Symposium Volume on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle* (in press).
- FOX P.J. and GALLO D.G. (1984). — A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries : implications for the structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, vol. 104, p. 205-242.
- SCLATER J.G., BOWIN C., HEY R., HOSKINS H., PIERCE J., PHILLIPS J. and TAPSCOTT C. (1976). — The Bouvet Triple Junction. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, p. 1857-1869.

Leg 119-120 : plateau de Kerguelen

- HOUTZ R.E., HAYES D.E. and MARKL R.G. (1977). — Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure. *Mar. Geol.*, vol. 25, p. 95-130.
- MUNSCHY M. and SCHLICH R. (1987). — Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies. *Mar. Geol.*, vol. 76 (in press).

Leg 121 : Broken Ridge et ride du 90° Est

- DUNCAN R.A. (1978). — Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, vol. 4, p. 283-305.
- MUTTER J.C. and CANDE S.C. (1983). — The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 65, p. 369-376.
- SCLATER J.G. and FISCHER R.L. (1984). — The evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 85, p. 683-702.

Leg 122 : plateau d'Exmouth

- FALVEY D.A. and VEEVERS J.J. (1974). — Physiography of the Exmouth and Scott plateaus, Western Australia and adjacent Northeast Wharton Basin. *Mar. Geol.*, vol. 17, p. 21-59.
- VEEVERS J.J., FALVEY D.A., HAWKINS L.V. and LUDVIG W.J. (1974). — Seismic reflection measurements of the northwest Australian margin and adjacent deeps. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 58, p. 1731-1750.

Leg 123 : plaine abyssale de l'Argo

- FALVEY D.A. (1972). — Sea-floor spreading in the Wharton Basin (Northeast Indian Ocean) and the break-up of Eastern Gondwanaland. *J. Austr. Petrol. Explor. Assoc.*, vol. 12, p. 86-88.
- LARSON R.L. (1977). — Early Cretaceous break-up of Gondwanaland off the Western Australia. *Geology*, vol. 5, p. 57-60.



Les Ostracodes viséens de la Formation du Talak (Niger)

Visean Ostracodes of the Talak Formation (Niger)

par S. CRASQUIN-SOLEAU (*), J. LANG (**) et M. YAHAYA (***)

(Planche I)

Résumé. — Neuf espèces d'Ostracodes viséens dont cinq nouvelles, ont été découvertes dans les argilites marines silto-gréseuses de la Formation du Talak au Niger : *Aechminella* ? sp. 1, *Mammoides nigerensis* n. sp., *Mammoides* sp. 1, *Kloedenellitina talakensis* n. sp., *Shemonaella cf. ardmorensis* (Bradfield, 1935), *Healdia arlitensis* n. sp., *Healdia* sp., *Marginohealdia blessi* n. sp. et *Indivisia* ? *africana* n. sp.

Ce sont les premières espèces d'Ostracodes carbonifères décrites en Afrique, au Sud de la Libye.

Abstract. — *Nine visean Ostracodes species (five are new) have been found in marine silty-gritty argilites of Talak Formation in Niger : Aechminella ? sp. 1, Mammoides nigerensis n. sp., Mammoides sp. 1, Kloedenellitina talakensis n. sp., Shemonaella cf. ardmorensis (Bradfield, 1935), Healdia arlitensis n. sp., Healdia sp., Marginohealdia blessi n. sp. and Indivisia ? africana n. sp.*

They are the first carboniferous species described in Africa, South of Libya.

I. — INTRODUCTION

La série de Terada dans la région d'Arlit (Nord Niger) comprend, à la base, des sédiments fluvio-glaciaires et périglaciaires auxquels succèdent les argilites marines silto-gréseuses de la Formation du Talak (plus de 100 m d'épaisseur). C'est dans cette formation qu'ont été prélevés les Ostracodes étudiés, au niveau des coupes de Awel Awel et Madaouela au Sud-Est d'Arlit (fig. 1). On y trouve également Productidés, Spiriféridés, Lamellibranches, Gastéropodes, Bryozoaires et Conulaires (Valsardieu, 1971). Le passage de la série marine de Terada à celle continentale de Tagora se traduit par une formation de transition, l'unité d'Akokan, composée essentiellement d'argilo-siltites et de grès fins qui reposent en concordance sur le Talak sous-jacent ou y forme des barres isoclines (plaine du Talak). La formation surincombante uranifère du Guezouman qui présente des caractères

fluvio-deltaïques, la ravine parfois jusqu'au Talak (Yahaya *et al.*, 1986).

II. — SYSTEMATIQUE

Les Ostracodes ont été extraits des argilites à l'eau oxygénée. Nous avons également essayé l'extraction par la méthode du pétrole lampant (description des méthodes *in* Moore, 1961 p. Q65), les résultats sont sensiblement identiques. Les carapaces sont conservées de façon assez médiocre. Toutefois, ces espèces sont les premières du Carbonifère découvertes au Niger et, de manière plus générale en Afrique, au Sud du Tropique du Cancer, et ont donc un intérêt évident tant au niveau de la connaissance des faunes d'Afrique (pour lesquelles à ce jour nous n'avons que très peu de données) que pour les reconstitutions paléogéographiques qui pourront dans l'avenir en découler.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la Terre, GRECO CNRS 130007, 59650 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, U.A. CNRS 157, 6, Bd Gabriel, 21100 Dijon (France).

(***) Université de Niamey, Département de Géologie, B.P. 10662, Niamey (Niger).

72 individus ont été récoltés, 20 sont déterminés. Ils appartiennent à 7 genres et 9 espèces.

Embranchement ARTHROPODA
Siebold et Stannius, 1845

Sous-embranchement MANDIBULATA
(ANTENNATES) Clairville, 1798

Classe CRUSTACEA Pennant, 1777

Sous-classe OSTRACODA Latreille, 1806

Ordre PALAEOCOPIIDA Henningsmoen, 1953

Sous-ordre BEYRICHICOPINA Scott, 1961

Superfamille DREPANELLEA
Ulrich et Bassler, 1923

Famille AECHMINELLIDAE Sohn, 1961

Genre *AECHMINELLA* Harlton, 1933

Générotypé : *Aechminella trispinosa* Harlton, 1933.

AECHMINELLA ? sp. 1
(Pl. I, fig. 1)

MATÉRIEL : 1 carapace.

Dimensions.

L = 0,53 mm ; H = 0,35 mm ; E = 0,30 mm.

Description.

En vue latérale : petite carapace préplète quadri-lobée à bord dorsal long (73 % de la longueur totale) et rectiligne ; angles cardinaux nets et aisément observables, angle cardinal antérieur = 145°, angle cardinal postérieur = 120° ; bord antérieur largement et régulièrement arrondi, à grand rayon de courbure et à maximum de convexité situé vers la mi-hauteur ; bord ventral convexe ; hauteur maximale située légèrement en arrière du tiers antérieur de la longueur ; partie postérieure du bord ventral subrectiligne à très légèrement convexe ; bord postérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé entre le tiers supérieur de la hauteur et la mi-hauteur ; présence de quatre lobes dans la moitié supérieure de la carapace. L1 et S1 à peine discernables, situés très près du L2 très proéminent mais ne dépassant pas le bord dorsal ; S2 profond et large, s'arrêtant vers la mi-hauteur ; L3 net et proéminent, ne dépassant pas la ligne de charnière ; S3 net et étroit ; L4 étroit et bien marqué ; S2 et S3 subverticaux ; les bords libres sont terminés par une structure adventrale lisse ; la valve gauche recouvre faiblement la valve droite.

En vue dorsale : L2 et L3 proéminents et pointant vers l'extérieur, séparés par un S2 profond ; S3 et L4 bien marqués mais moins prononcés que L2, S2 et L3 ; épaisseur maximale située au niveau de L2 ; extrémités antérieure et postérieure comprimées ; ligne de charnière rectiligne. La surface apparaît lisse.

Discussion.

Cette espèce, pouvant être nouvelle, est placée avec un doute dans le genre *Aechminella*. En effet, dans la définition révisée par Sohn (1961), il est précisé qu'il n'existe pas de frange chez ce genre et ici semble apparaître un velum lisse. Aucune espèce décrite jusqu'ici dans ce genre n'est comparable à *Aechminella* ? sp. 1.

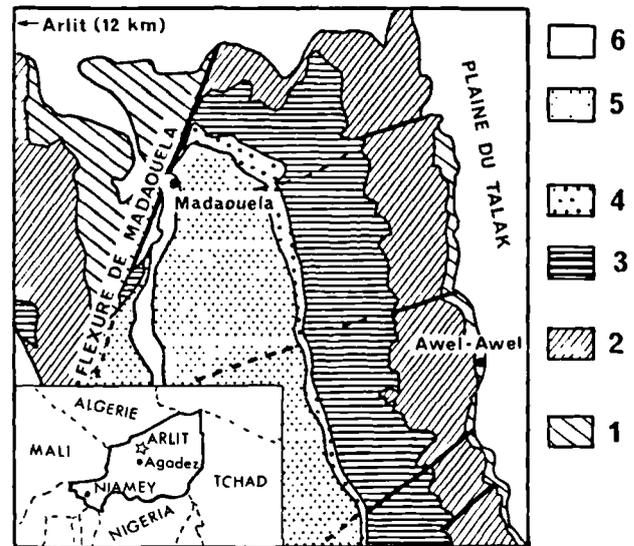


Fig. 1. — Localisation des coupes d'Awel Awel et Madaouela dans la Formation du Talak (Viséen de la région d'Arlit).

1, Série de Terada (Teragh et Talak) : Carbonifère inférieur-Dévonien supérieur (?) reposant sur le socle. — 2, Série de Tagora inférieure (Akokan, Guézouman, Tchinezogue). — 3, Série de Tagora supérieure. — 2 et 3, Carbonifère inférieur et moyen (?). — 4, Arkozés de Madaouela ; lacune du Carbonifère supérieur et moyen (?). — 5, Série d'Izegouandane (Permien). — 6, Recouvrement quaternaire.

Fig. 1. — Location of Awel Awel and Madaouela sections in Talak Formation (Visean of Arlit area).

1, Terada series (Teragh and Talak) : Lower Carboniferous-Upper Devonian (?) lying on shield. — 2, Lower Tagora series (Akokan, Guézouman, Tchinezogue). — 3, Upper Tagora series. — 2 and 3, Lower and Middle (?) Carboniferous. — 4, Madaouela arkoses ; gap of Middle (?) and Upper Carboniferous. — 5, Izegouandane series (Permian). — 6, Quaternary covering.

Répartition.

Ech. AWIT3c, Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

Genre *MAMMOIDES* Bradfield, 1935

Générotype : *Mammoides mammillata* Bradfield, 1935.

MAMMOIDES NIGERENSIS n. sp.

(Pl. I, fig. 2-3)

ORIGINE DU NOM : Du Niger (Afrique). Dedicacé à ce pays, puisque c'est la première espèce d'Ostracode viséen décrite.

HOLOTYPE : Une carapace figurée Pl. I, fig. 2.

PARATYPE : Une carapace figurée Pl. I, fig. 3.

LOCALITÉ-TYPE : Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit, Niger (Afrique).

NIVEAU-TYPE : Ech. AWIR7. Formation du Talak, Viséen supérieur, Carbonifère inférieur.

MATÉRIEL : 2 carapaces complètes et 1 corrodée.

Dimensions.

L = 0,51-0,53 mm ; H = 0,39-0,42 mm ; E = 0,27-0,30 mm.

Diagnose : « Une espèce du genre *Mammoides* présentant les caractères suivants : L2 puissant à base large et extrémité effilée, pointant vers l'avant ; L3 peu pointu ; présence d'un petit nodule sous L2 ».

Description.

En vue latérale : petite carapace trilobée légèrement préplète, faiblement inéquivalve ; bord dorsal long pour le genre (67,5 % de la longueur totale) et parfaitement rectiligne ; bord antérieur largement arrondi et à maximum de convexité situé sous la mi-hauteur ; bord ventral régulièrement arrondi ; hauteur maximale située légèrement en avant de la mi-longueur ; bord postérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé vers la mi-hauteur ; présence de trois lobes situés dans la moitié supérieure de la carapace ; L1 débutant au quart antérieur de la longueur et se terminant avant la mi-longueur ; S2 très étroit et profond ; L2 proéminent à base large débutant légèrement en arrière de la mi-longueur et se terminant en arrière du quart postérieur ; L3 bien marqué mais ne dépassant pas le bord dorsal ; L1 dépassant le bord dorsal d'un tiers de sa hauteur et pointant vers l'avant ; présence d'un nodule à la base de L2 ; carapace comprimée latéralement le long des bords libres.

En vue dorsale : ligne de charnière rectiligne ; les lobes dépassent l'épaisseur de la carapace. La surface est lisse.

Discussion.

Cette espèce est proche de *Mammoides bouckaerti* Bless et Massa, 1982, du Viséen supérieur de Libye. Elle en diffère toutefois par son épine postérieure nettement plus courte, le lobe médian à base plus large, le nodule est situé sous L2 et non pas sous L1 et le bord dorsal est plus long.

Répartition.

Ech. AWIP7, coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

MAMMOIDES sp. 1

(Pl. I, fig. 4)

MATÉRIEL : 1 carapace.

Dimensions.

L = 0,48 mm ; H = 0,35 mm ; E = 0,28 mm.

Description.

Petite carapace bilobée haute (hauteur/longueur = 0,72) ; bord dorsal court ; bord antérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé légèrement au-dessus du tiers inférieur de la hauteur ; bord ventral très convexe ; hauteur maximale située en avant de la mi-longueur ; bord postérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé au-dessus de la mi-hauteur ; lobe antérieur bien développé mais ne dépassant pas le bord ventral ; sillon médian net, s'approfondissant vers le bas ; lobe postérieur important, environ le double du lobe antérieur, dépassant le bord dorsal ; replat parallèle aux bords libres.

Discussion.

La conservation médiocre de ce spécimen ne permet pas d'observer l'ornementation fine et donc limite la détermination au niveau générique.

Répartition.

Ech. AWIT3c, Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

Sous-ordre KLOEDENELLOCOPINA Scott, 1961

Superfamille KLOEDENELLACEA

Ulrich et Bassler, 1908

Famille BEYRICHIOPSIDAE Henningsmoen, 1953

Genre *KLOEDENELLITINA* Egorov, 1950

Générotype : *Beyrichia ? sygmaeformis* Batalina, 1941.

KLOEDENELLITINA TALAKENSIS n. sp.
(Pl. I, fig. 5)

ORIGINE DU NOM : De la Formation du Talak (Viséen du Niger) où l'espèce est découverte.

HOLOTYPE : Une carapace figurée Pl. I, fig. 5.

LOCALITÉ-TYPE : Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit, Niger (Afrique).

NIVEAU-TYPE : Ech. AWIT3c, Formation du Talak, Viséen supérieur, Carbonifère inférieur.

MATÉRIEL : 1 carapace complète et 1 fragment déterminable.

Dimensions.

L = 1,38 mm ; H = 0,69 mm ; E = 0,60 mm.

Diagnose : « Une espèce du genre *Kloedenellitina* présentant les caractères suivants : silhouettes latérale et dorsale subrectangulaires ; présence d'un épaulement dorsal ».

Description.

En vue latérale : grande carapace longue (hauteur/longueur = 0,50) ; bord dorsal long (77 % de la longueur totale) et rectiligne ; angles cardinaux nets, angle cardinal antérieur = 155°, angle cardinal postérieur = 130° ; bords antérieur et postérieur sensiblement équivalents, à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé vers la mi-hauteur ; bord ventral très long, subparallèle au bord dorsal, présence d'une légère concavité en arrière de la mi longueur ; sur chaque valve, présence d'un épaulement dorsal débutant en arrière de l'angle cardinal antérieur et se terminant pratiquement dans l'angle cardinal postérieur ; cet épaulement dépasse le bord dorsal ; S2 net et profond, situé entre le tiers antérieur de la longueur et la mi-longueur ; L2 important, se terminant au huitième postérieur de la longueur ; sulcus ventral sur L2, ouvert vers le bas, débutant vers la mi-longueur pour se terminer en arrière du tiers postérieur de la longueur, orienté vers l'arrière selon un axe faisant environ 50° avec l'allongement général du bord ventral ; présence d'un velum lisse le long des bords libres.

En vue dorsale : silhouette subrectangulaire ; flancs longs (73 % de la longueur totale) et rectilignes ; S2 bien visible et situé près de la ligne de charnière ; épaisseur maximale située à l'extrémité postérieure de L2 ; la valve gauche recouvre la valve droite ; ligne de charnière légèrement invaginée. La surface est lisse ; l'empreinte du muscle adducteur est observable dans S2 et est formée d'un agrégat de 13 spots.

Discussion.

Peu d'espèces ont été décrites dans ce genre du Dévonien supérieur. *Kloedenellitina talakensis* n. sp. ressemble à *K. sygmaeformis* (Batalina, 1941) mais ici le sulcus ventral n'est pas vertical et le bord ventral est subparallèle au bord dorsal. Cette espèce est, à ma connaissance, la première du genre décrite dans le Viséen.

Répartition.

Ech. AWIT3c, Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger) ; Formation du Talak, Viséen supérieur.

Sous-ordre indéfini

Superfamille PARAPARCHITACEA Scott, 1959
emend. Sohn, 1971

Famille PARAPARCHITIDAE Scott, 1959

Genre *SHEMONAELLA* Sohn, 1971

Générotype : *Shemonaella dutroi* Sohn, 1971.

SHEMONAELLA cf. *ARDMORENSIS*
(Bradfield, 1935)
(Pl. I, fig. 6)

MATÉRIEL : 1 carapace.

Dimensions.

L = 0,79 mm ; H = 0,45 mm ; E = 0,40 mm.

Description.

En vue latérale : carapace longue (hauteur/longueur = 0,57) à bord dorsal long (67 % de la longueur totale) et rectiligne ; bord antérieur à grand rayon de courbure et à maximum de convexité situé entre la mi-hauteur et le tiers inférieur de la hauteur ; bord ventral long (55 % de la longueur totale) et parfaitement rectiligne, son prolongement fait un angle de 10° avec celui du bord dorsal ; bord postérieur à grand rayon de courbure et à maximum de convexité situé légèrement sous le tiers supérieur de la hauteur ; angles cardinaux nets, angle cardinal antérieur = 150°, angle cardinal postérieur = 140° ; la valve gauche recouvre la valve droite aux bords libres ; recouvrement important pour le genre ; hauteur maximale située aux 3/10 antérieurs de la longueur.

En vue dorsale : silhouette subrectangulaire à flancs longs (60 % de la longueur totale) et subparallèles ; extrémité postérieure plus arrondie que l'extrémité antérieure ; ligne de charnière longue et rectiligne. La surface est lisse.

Discussion.

Cette espèce est comparée à *Shemonaella ardmorensis* (Bradfield, 1935) du Pennsylvanien moyen et supérieur (Westphalien - Stéphanien) d'Oklahoma (U.S.A.). Elle en diffère par son bord postérieur à rayon de courbure plus grand et par le maximum de convexité de son bord antérieur situé plus bas.

Répartition.

Ech. AWIP5, coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

Ordre PODOCOPIDA Muller, 1894

Sous-ordre METACOPINA Sylvester-Bradley, 1961

Superfamille HEALDIACEA Harlton, 1933

Famille HEALDIIDAE Harlton, 1933

Genre *HEALDIA* Roundy, 1926

Générotipe : *Healdia simplex* Roundy, 1926

HEALDIA ARLITENSIS n. sp.

(Pl I, fig. 7-8)

ORIGINE DU NOM : De Arlit, région du Niger où ont été découvertes les espèces décrites ici.

HOLOTYPE : Une carapace figurée Pl. I, fig. 7.

PARATYPE : Une carapace figurée Pl. I, fig. 8.

LOCALITÉ-TYPE : Coupe de Madaouela, région d'Arlit, Niger (Afrique).

NIVEAU-TYPE : Ech. CMI1a, Formation du Talak, Viséen supérieur, Carbonifère inférieur.

MATÉRIEL : 2 carapaces complètes.

Dimensions.

L = 0,71-0,75 mm ; H = 0,34-0,37 mm ; E = 0,26-0,28 mm.

Diagnose : « Une espèce du genre *Healdia* présentant les caractères suivants : carapace longue, peu épaisse ; hauteur maximale située au tiers postérieur de la longueur ; concavité en avant des épines postérieures peu développées ».

Description.

En vue latérale : carapace longue (hauteur/longueur = 0,48) ; bord dorsal assez court (26 % de la longueur totale), faiblement convexe ; bord antéro-dorsal long (40 % de la longueur totale) et subrectiligne, plongeant vers l'avant en faisant un angle d'environ 20° avec l'horizontale ; bord antérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé entre la mi-hauteur et le tiers inférieur de la hauteur ; bord antéro-ventral faiblement convexe ; bord ventral assez long (44 % de

la longueur totale), légèrement concave et à concavité maximale située en avant de la mi-longueur ; bord postéro-ventral subrectiligne passant au bord postérieur par une angulosité nette ; bord postérieur à grand rayon de courbure et à maximum de convexité situé au tiers inférieur de la hauteur ; bord postéro-dorsal court, subrectiligne, plongeant vers l'arrière avec un angle d'environ 25° par rapport à l'horizontale ; la valve gauche recouvre la valve droite ; présence de deux épines postérieures, l'épine postéro-dorsale est située aux 18 % postérieurs de la longueur et 11 % supérieurs de la hauteur, l'épine postéro-ventrale est située aux 6,5 % postérieurs de la longueur et 11 % inférieurs de la hauteur, elles sont reliées entre elles par un épaulement peu distinct.

En vue dorsale : carapace peu épaisse, épaisseur maximale située entre la mi-longueur et le tiers postérieur de la longueur ; jusqu'au tiers postérieur de la longueur flancs régulièrement convexes, en arrière, présence d'une concavité se terminant à la hauteur des épines situées au dixième postérieur de la longueur ; ligne de charnière présentant une petite lèvre dans la moitié postérieure. La surface est lisse.

Discussion.

Healdia arlitensis n. sp. se distingue aisément des autres espèces du genre par sa hauteur maximale située en arrière sur la longueur et par la concavité située en avant des épines postérieures. Les espèces les plus proches semblent être *Healdia robinsoni* ? Crasquin-Soleau (à paraître) du Tournaisien du Synclinorium de Laval et *Healdia kudrjavitzevi* Posner, 1951 du Carbonifère inférieur du flanc ouest du Bassin de Moscou.

Répartition.

Ech. CMI1a, coupe de Madaouela, région d'Arlit (Niger) ; Formation du Talak, Viséen supérieur.

HEALDIA sp.

(Pl. I, fig. 9)

MATÉRIEL : 1 carapace.

Dimensions.

L = 1 mm ; H = 0,50 mm ; E = 0,37 mm.

Description.

En vue latérale : longue carapace effilée (hauteur/longueur = 0,50) ; bord dorsal légèrement convexe, à maximum de convexité situé vers la mi-longueur ; bord antéro-dorsal subrectiligne ; bord antérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé bas (au quart inférieur de la hauteur) ; bord ventral faiblement concave ; bord postérieur à petit rayon de courbure pour le genre et à maximum de convexité situé légèrement sous la mi-hauteur ; bord postéro-dorsal subrectiligne ; recouvrement très faible de la

valve droite par la valve gauche; hauteur maximale située vers la mi-longueur.

En vue dorsale: carapace peu épaisse; épaisseur maximale située au tiers postérieur de la longueur; ligne de charnière rectiligne. La surface est lisse.

Discussion.

Cette espèce ne ressemble à aucune autre du genre et pourrait être nouvelle. Toutefois, le test est ici légèrement déformé dans sa partie postérieure et la nomenclature ouverte est adoptée.

Répartition.

Ech. AWIP5, coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

Genre *MARGINOHEALDIA* Blumenstengel, 1965

Générotype: *Marginohealdia marginata* Blumenstengel, 1965.

MARGINOHEALDIA BLESSI n. sp.

(Pl. I, fig. 10)

ORIGINE DU NOM: Dédiée au Dr Martin J.M. Bless. du Natuurhistorisch Museum de Maastricht, qui a décrit les premières espèces dinantiennes de ce genre.

HOLOTYPE: Une carapace figurée Pl. I, fig. 10.

LOCALITÉ-TYPE: Coupe de Madaouela, région d'Arlit, Niger (Afrique).

NIVEAU-TYPE: Ech. CM11a, Formation du Talak, Viséen supérieur, Carbonifère inférieur.

MATÉRIEL: 1 carapace complète et 1 fragment.

Dimensions.

L = 0,49 mm; H = 0,30 mm; E = 0,24 mm.

Diagnose: « Une espèce du genre *Marginohealdia* présentant les caractères suivants: carapace ovoïdale à ride postérieure, sans épine, présente sur toute la hauteur; maximum de convexité du bord postérieur situé sous la mi-hauteur; la valve gauche recouvre la valve droite ».

Description.

En vue latérale: petite carapace ovoïdale; bord dorsal convexe passant sans rupture au bord antéro-dorsal; bord antérieur à grand rayon de courbure et à maximum de convexité situé sous la mi-hauteur; bord ventral faiblement convexe; bord postérieur à petit rayon de courbure et à maximum de convexité situé sous la mi-hauteur; replat antérieur peu marqué; présence d'une ride postérieure, sans épines, débutant au bord postéro-dorsal et se terminant au bord postéro-ventral, ride à grand rayon de courbure; la valve gauche recouvre la valve droite sur l'ensemble de la carapace; hauteur maximale située à la mi-longueur.

En vue dorsale: silhouette ogivale jusqu'aux rides postérieures situées au dixième postérieure de la longueur; carapace légèrement tronquée en arrière des rides; ligne de charnière subrectiligne. La surface est lisse.

Discussion.

Cette espèce est très proche de *Marginohealdia paprothae* Bless et Massa, 1982 du Viséen inférieur de Libye. Elle en diffère par sa ride débutant plus haut et coupant la carapace sur toute sa hauteur. Ici, la valve gauche recouvre la valve droite (c'est l'inverse chez *M. paprothae*) et le maximum de convexité du bord postérieur est situé nettement plus bas.

Répartition.

Ech. CM11a, coupe de Madaouela, région d'Arlit (Niger); Formation du Talak, Viséen supérieur.

Ordre et Sous-ordre incertains

Famille INDIVISIIDAE Egorov, 1954

Genre *INDIVISIA* Zaspelova, 1954

Espèce-type: *Indivisia indistinta* Zaspelova, 1954.

INDIVISIA ? AFRICANA n. sp.

(Pl. I, fig. 11-14)

ORIGINE DU NOM: De l'Afrique, continent où est découverte l'espèce.

HOLOTYPE: Une carapace figurée Pl. I, fig. 12.

PARATYPES: Une carapace figurée Pl. I, fig. 13; une carapace figurée Pl. I, fig. 14.

LOCALITÉ-TYPE: Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit, Niger (Afrique).

NIVEAU-TYPE: Ech. AWIT3c, Formation du Talak, Viséen supérieur, Carbonifère inférieur.

MATÉRIEL: 8 carapaces.

Dimensions.

L = 0,40-1,40 mm; H = 0,20-0,69 mm; E = 0,15-0,75 mm.

Diagnose: « Une espèce attribuée avec doute au genre *I. divisia* et présentant les caractères suivants: carapace subrectangulaire, bord dorsal droit, petit sillon médian, présence d'une cannelure très nette à la valve droite soulignée par un limbe ».

Description.

En vue latérale: carapace subrectangulaire post-pète; hauteur/longueur = 0,52; bord dorsal rectiligne représentant 70 % de la longueur totale; angle cardinal postérieur = 150°; angle cardinal antérieur = 135°; bord postérieur régulièrement arrondi avec maximum

de convexité situé entre la mi-hauteur et le tiers inférieur de la hauteur ; bord ventral rectiligne à la valve droite, légèrement incliné par rapport au bord dorsal, bord ventral légèrement concave à la valve gauche ; bord antérieur régulièrement arrondi, à rayon de courbure plus petit que celui du bord postérieur et à maximum de convexité vers la mi-hauteur ; présence d'un sillon médian, difficilement observable en vue latérale, situé à la mi-longueur et à la mi-hauteur ; présence à la valve droite et seulement à la valve droite d'une cannelure (*sensu* Oertli Ed. 1985 - Ostracodes de France) profonde soulignée par un limbe (*ibid.*) ; la valve droite recouvre nettement la valve gauche aux bords libres, avec maximum de recouvrement aux bords antérieur et ventral ; hauteur maximale située en arrière du quart postérieur de la longueur.

En vue dorsale : épaisseur maximale située environ au quart postérieur de la longueur ; sillon marqué par l'augmentation de l'épaisseur en arrière de celui-ci ; cannelure profonde et limbe bien observables aux extrémités de la valve droite ; ligne de charnière légèrement courbe et invaginée. La surface est lisse. Pas de dimorphisme observé.

Discussion.

L'attribution générique est incertaine. En effet, la présence de la cannelure et du limbe à la valve droite, valve recouvrante, n'a jamais été observée chez le genre *Indivisia*. Il est possible que les spécimens observés ici appartiennent à un genre nouveau. Les caractères évoqués ci-dessous distinguent *Indivisia ? africana* n. sp. des autres espèces du genre.

Répartition.

Ech. AWIT3c, Coupe d'Awel Awel, région d'Arlit (Niger) ; Formation du Talak, Viséen supérieur.

CONCLUSION

Les faunes décrites ici appartiennent à de nouvelles espèces ou sont laissées en nomenclature ouverte. Toutefois, elles sont proches d'espèces du Viséen ; cet âge est évoqué également par la macroflore (De Rouvre, 1985) et par la microflore (Yahaya *et al.*, 1986).

Les Ostracodes rencontrés dans la Formation du Talak sont proches de ceux observés par Oertli, Le Fèvre (rapports inédits) dans les sondages et coupes d'Algérie et décrits par Bless et Massa (1982) dans le Bassin de Rhadamès en Libye occidentale. Bien qu'ici le matériel soit beaucoup moins abondant et moins bien conservé, le même type d'association est reconnu. On remarque que les *Bairdiacea* sont absents et que les *Paraparchitacea* sont peu abondants. Ces deux superfamilles sont les mieux représentées dans les sédiments marins carbonatés d'Europe, d'U.R.S.S. et d'Amérique du Nord. Leur faible représentation ici semble indiquer que le milieu n'était pas marin franc mais plutôt de type intertidal interne. Ceci est confirmé par l'abondance des *Healdiacea*. En effet, la présence de cette superfamille sur la plate-forme semble liée aux milieux très peu profonds (Crasquin, 1986). L'échantillon AWI13 montre un assemblage un peu particulier. On y observe l'abondance d'une seule espèce : *Indivisia ? africana* n. sp. Ceci est caractéristique d'environnements à eaux saumâtres (estuariers ou lagunes) : peu d'espèces possèdent une tolérance suffisante pour résister aux variations de salinité existant dans ces milieux (Benson, 1961). Aussi les espèces réussissant leur adaptation prolifèrent.

Les genres observés ici, en Libye (Bless et Massa, 1982) ou encore en Algérie (Oertli, Le Fèvre, rapports inédits) sont présents à la même époque, en Europe, en U.R.S.S. et en Amérique du Nord. Il semble toutefois qu'au niveau spécifique un certain endémisme semble se profiler pour le Niger. Bless (*in* Bless et Massa, 1982) pense que les espèces de Libye sont cosmopolites et sont les mêmes que celles rencontrées partout ailleurs dans les niveaux équivalents. Les premiers résultats obtenus en Afrique Sud-saharienne tendent à mettre en évidence une certaine originalité des assemblages d'Ostracodes. Bien évidemment, dans l'état actuel, nos résultats sont par trop insuffisants pour infirmer ou confirmer l'existence d'une faune de type gondwanien *s. s.* au Viséen. Les recherches sont à poursuivre dans ce sens.

Remerciements. — Nos remerciements vont à M. le Professeur Francis Lethiers (Université Pierre et Marie Curie, Paris) pour son aide dans certaines déterminations.

BIBLIOGRAPHIE

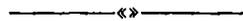
- 1) BATALINA M.A. (1941). — Ostracodes du Dévonien moyen. *In* Faune du Bassin dévonien principal (en russe). *Izdat. Akad. Nauk CCCP*, 1, p. 285-314, 2 pl.
- 2) BENSON R.H. (1961). — Ecology of Ostracodes assemblages. *In* R.C. Moore Ed. : *Treatise of Invertebrate paleontology*, Part Q, p. Q56-Q63.
- 3) BLESS M.J.M. et MASSA D. (1982). — Carboniferous Ostracodes in the Rhadamès basin of Western Lybia. Paleocological implications and comparison with North America, Europe and U.S.S.R. *Rev. Inst. Fr. Petr.*, 37, 1, p. 19-50, 15 fig.

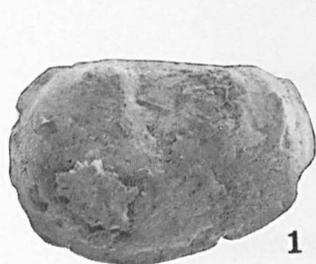
- 4) BRADFIELD H.H. (1935). — Pennsylvanian Ostracoda of Ardmore Basin, Oklahoma. *Bull. American Paleontology*, 22, 73, p. 1-145, 13 pl.
- 5) CRASQUIN S. (1986). — Les Ostracodes dinantiens du Synclinal de Laval et du Synclinerium de Namur (Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie). Thèse de l'Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, n° 68, 2 t. (t. 1 : 169 p., t. 2 : 71 p.). 43 fig., 27 pl., 7 tabl.
- 6) CRASQUIN-SOLEAU S. (à paraître). — Les Ostracodes dinantiens du Synclinerium de Laval, Massif Armoricain (France). *Hercynica*.
- 7) DE ROUVRE-BOURLON I. (1985). — Contribution à l'étude de la flore paléozoïque de la bordure occidentale de l'Air (République du Niger). Thèse Doctorat d'Etat, Université P. et M. Curie (Paris VI), 375 p.
- 8) MOORE R.C. Ed. (1961). — Treatise of Invertebrate Paleontology. Part Q : Ostracoda. *Geol. Soc. of America, Univ. of Kansas Press*, 442 p., 334 fig.
- 9) OERTLI H.J. Ed. (1985). — Ostracodes de France. *Mém. Elf-Aquitaine*, 9, 396 p., 45 fig., 116 pl.
- 10) POSNER V.M. (1951). — Ostracodes du Carbonifère inférieur du flanc Ouest du Bassin de Moscou (en russe). *V.N.I.G.R.I.*, p. 5-108, 21 pl.
- 11) SOHN I.G. (1961). — *Aechminella*, *Amphissites*, *Kirkbyella* and related genera. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 330-B, p. 107-160, fig. 16-31, Pl. 7-12.
- 12) VALSARDIEU C. (1971). — Etude géologique et paléogéographique du bassin de Tim Mersoï, Région d'Agadès (République du Niger). Thèse Doctorat d'Etat, Université de Nice, 518 p.
- 13) YAHAYA M., LANG J., CAZOULAT M., CRASQUIN S., DOUBINGER J., FORBES P., JAMES O., PAGEL M. et PASCAL A. (1986). — La formation viséenne du Guezouman (Arlit, Niger). Dynamique sédimentaire en milieu fluvio-deltaïque ; piégeage de l'uranium. *Workshop du projet n° 210 du P.I.C.G.*, 24 au 30 novembre. Jos (Nigeria), résumé, p. 66.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE I

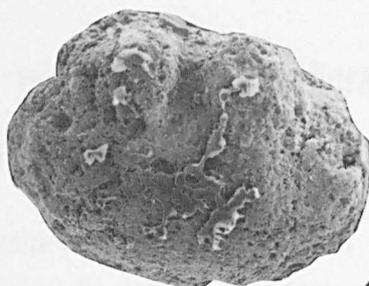
Tous les spécimens figurés ici sont déposés à l'Université de Niamey. Les clichés sont réalisés au microscope électronique à balayage.

- Fig. 1. — *Aechminella* ? sp. 1, Coupe d'Awel Awel, Vue latérale gauche, Gr. = 75. *Left lateral view*, $\times 75$.
- Fig. 2-3. — *Mammoides nigerensis* n. sp., Coupe d'Awel Awel.
2. - Vue latérale droite, Gr. = 75, holotype. *Right lateral view*, $\times 75$, holotype.
 3. - Vue dorsale, Gr. = 75, paratype. *Dorsal view*, $\times 75$, paratype.
- Fig. 4. — *Mammoides* sp. 1, Coupe d'Awel Awel. Vue latérale droite, Gr. = 100. *Right lateral view*, $\times 100$.
- Fig. 5. — *Kloedenellitina talakensis* n. sp., Coupe d'Awel Awel.
- 5a. - Vue latérale gauche, Gr. = 100. *Left lateral view*, $\times 100$.
 - 5b. - Détail de l'empreinte du muscle adducteur. Gr. = 250. *Detail of closing muscle-car*, $\times 250$.
- Fig. 6. — *Shemonaella* cf. *ardmorensis* (Bradfield, 1935), Coupe d'Awel Awel. Vue latérale droite, Gr. = 62. *Right lateral view*, $\times 62$.
- Fig. 7-8. — *Healdia arlitensis* n. sp., Coupe de Madaouela.
7. - Vue latérale droite, Gr. = 75, holotype. *Right lateral view*, $\times 75$, holotype.
 8. - Vue latérale gauche, Gr. = 75, paratype. *Left lateral view*, $\times 75$, paratype.
- Fig. 9. — *Healdia* sp., Coupe d'Awel Awel. Vue latérale droite, Gr. = 50. *Right lateral view*, $\times 50$.
- Fig. 10. — *Marginohealdia blessi* n. sp., Coupe de Madaouela. Vue latérale droite, Gr. = 100, holotype. *Right lateral view*, $\times 100$, holotype.
- Fig. 11-14. — *Indivisia* ? *africana* n. sp., Coupe d'Awel Awel.
11. - Vue latérale gauche, Gr. = 175. *Left lateral view*, $\times 175$.
 12. - Vue latérale gauche, Gr. = 50, holotype. *Left lateral view*, $\times 50$, holotype.
 13. - Vue latérale gauche, Gr. = 37, paratype. *Left lateral view*, $\times 37$, paratype.
 14. - Vue dorsale, Gr. = 37, paratype. *Dorsal view*, $\times 37$, paratype.





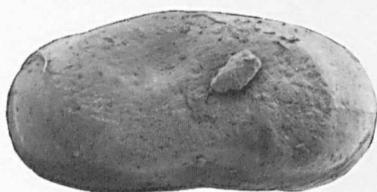
1



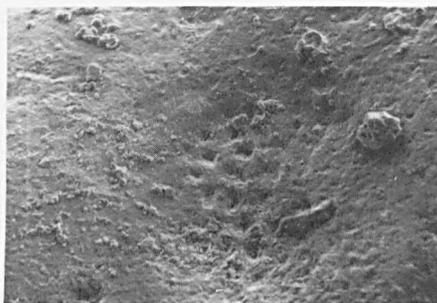
4



2



5a



5b



3



6



10



11



7



8



14



12



9



13

Répartition géographique, stratigraphique et évolution du genre triasique *Perleidus* (Pisces, Actinopterygii)

Geographical, stratigraphical distribution and evolution of the Triassic genus *Perleidus* (Pisces, Actinopterygii)

par Laurence BELTAN (*)

Résumé. — Le genre *Perleidus*, caractérisé par une association de traits primitifs et évolués, est triasique et surtout marin. Il existe dans le Gondwana, et est plus largement répandu dans la Laurasia au Trias inférieur. Ensuite, il se réfugie, au Trias moyen et au Trias supérieur, dans la partie occidentale de la Téthys, où il achève son développement. Il montre dans ce domaine téthysien une parenté avec d'autres genres présentant comme lui des caractères mixtes.

Abstract. — The genus *Perleidus*, characterized by an association of primitive and derived features, is Triassic in age and mainly marine. Known in Gondwanaland, it is more widespread in Laurasia during the Early Triassic. Later on, during the Middle and Late Triassic, it is confined to the western part of the Tethys, where terminal forms of its evolution are observed. In that Tethyan region, it shows relationships with other genera displaying, like it, mixed features.

I. — INTRODUCTION

Pendant toute la période triasique, dans des milieux marins, comme dans certaines formations continentales, sont présentes d'abondantes ichthyofaunes présentant une morphologie mixte, c'est-à-dire montrant des caractères primitifs (Chondrostéens) et évolués (Holostéens). Ces ichthyofaunes comprennent de nombreux Ordres, comme les Haplolépiformes, Doryptéridiformes, Redfieldiiformes, Peltopleuriformes, Céphaloxéniformes, Aethodontiformes, Perleidiformes, pour n'en citer que quelques-uns (Brough, 1939 ; Lehman, 1966 ; Obruchev, 1967). Il s'agit de " formes subholostéennes " montrant une transition fonctionnelle et structurale d'une zone à une autre ; par exemple, la modification des mécanismes de manducation est solidaire des changements morphologiques dans le crâne, la musculature, l'innervation et la circulation (Schaeffer, 1956).

Parmi ces nombreuses formes de transition qui associent des caractères primitifs et avancés, l'Ordre des Perleidiformes Berg, semble le plus important en ce qui concerne l'analyse anatomique, la biogéographie et la biostratigraphie. Il comprend entre autres la famille des Perleididae (Brough, 1931).

Cette famille a été créée par cet auteur pour les genres *Perleidus* de Alessandri, 1910, *Colobodus*, *Meridensia*, *Meidiichthys*, *Cleithrolepis*. Le genre *Perleidus* (fig. 1) est bien connu par les nombreux travaux qui lui ont été consacrés (Stensiö, 1921, 1932 ; Piveteau, 1934 ; Lehman, 1956).

La fig. 2 indique la position phylogénétique de la famille des Perleididae d'après Gardiner, 1960 (*in* Schultze, 1966), et la fig. 3 montre non seulement les différents aspects du crâne dermique en vue latérale de quelques Perleididae, mais aussi leur position stratigraphique et leur distribution géographique (Schaeffer, 1955 ; Hutchinson, 1973 ; Battail *et al.*, 1987).

II. — TRIAS INFÉRIEUR

1) Gondwana.

Le genre *Perleidus* manifeste sa présence à Madagascar dans les gisements du Nord-Ouest, appartenant à la partie moyenne du Groupe de la Sakamena (Bassin d'Ankitoza, 1, fig. 5). Il s'agit du Scythien moyen, le Diénérien (fig. 4). On y trouve à côté de *Perleidus* sp.,

(*) Institut de Paléontologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 8, rue Buffon, 75005 Paris (France).

P. madagascariensis (fig. 1), *P. pivetaui* (fig. 6), bien étudiés par Lehman, 1956.

Toujours dans le Gondwana, les couches du Karoo de Lutoa et de Iongo en Angola ont livré *Perleidus lutoensis* (2, fig. 5). Il se rapproche anatomiquement des formes malgaches, mais l'environnement est marin à Madagascar, et continental en Angola (Teixeira, 1978). La migration d'un genre marin, vers un milieu

continental, a plusieurs fois été indiquée, en particulier par Griffith qui a signalé la présence d'un *Saurichthys* dans les Séries du Beaufort supérieur (Trias inférieur) d'Afrique du Sud (1978). Dans les autres pays gondwaniens, le genre *Perleidus* n'a pas été découvert au Trias inférieur. Cependant, la famille des Perleididae (fig. 3) est présente en Afrique du Sud par les genres *Meidiichthys* Brough, 1931 dans le Beaufort supérieur,

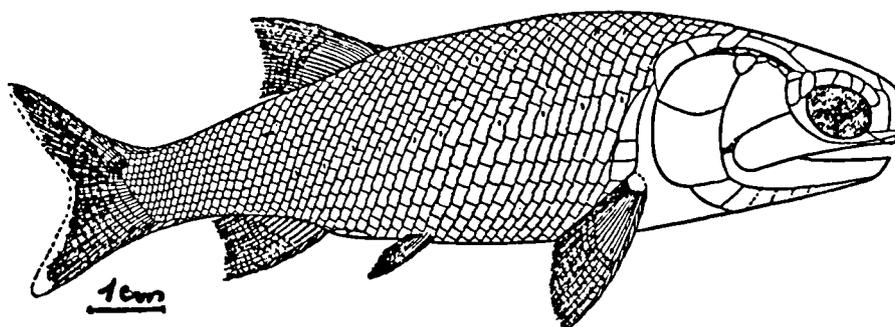


Fig. 1. — *Perleidus madagascariensis* Piveteau. Trias inférieur de Madagascar. Reconstitution du corps d'après Lehman, 1952.

Fig. 1. — *Perleidus madagascariensis* Piveteau. Lower Triassic of Madagascar. Reconstruction of whole fish after Lehman, 1952.

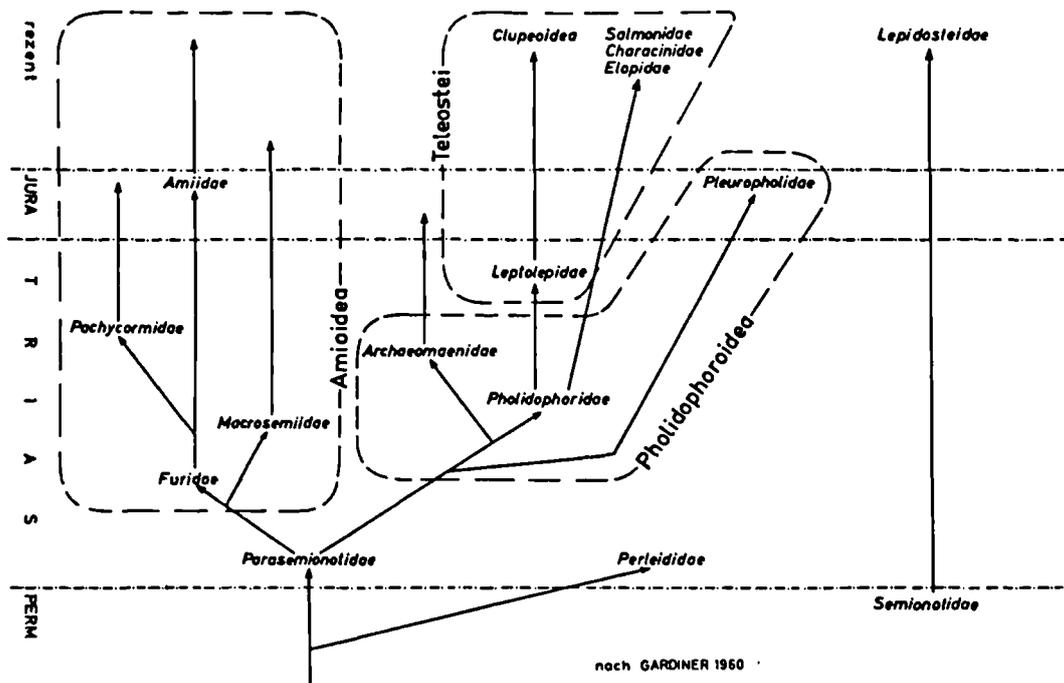


Fig. 2. — Position phylogénétique de la famille des Perleididae d'après Gardiner, 1960 (in Schultze, 1966).

Fig. 2. — Phylogenetic position of the Family Perleididae after Gardiner, 1960 (in Schultze, 1966).

zone à *Cynognathus* (Trias inférieur), Jubb et Gardiner, 1975 ; en Australie par les genres : *Pristisomus* Woodward, *Zeuchthiscus*, *Chrotichthys*, *Tripelta* Wade (Schaeffer, 1955 ; Hutchinson, 1973).

Dans la marge nord-gondwanienne, dans la Salt Range (Pakistan), la présence de la famille des Perleididae avec le genre *Colobodus* est signalée dans les couches à Ceratites à la base du Scythien (Schaeffer et Mangus, 1976).

2) Laurasia.

Dans ce supercontinent au Trias inférieur (Scythien) plusieurs gisements ont livré le genre *Perleidus*. L'effet, d'Est en Ouest (fig. 5), on peut citer les localités suivantes :

— Chine (3, fig. 5). Dans la partie nord du Bassin de Shensi, le genre *Perleidus* a été signalé par Cho et Liu, 1957 (in Schaeffer et Mangus, 1976).

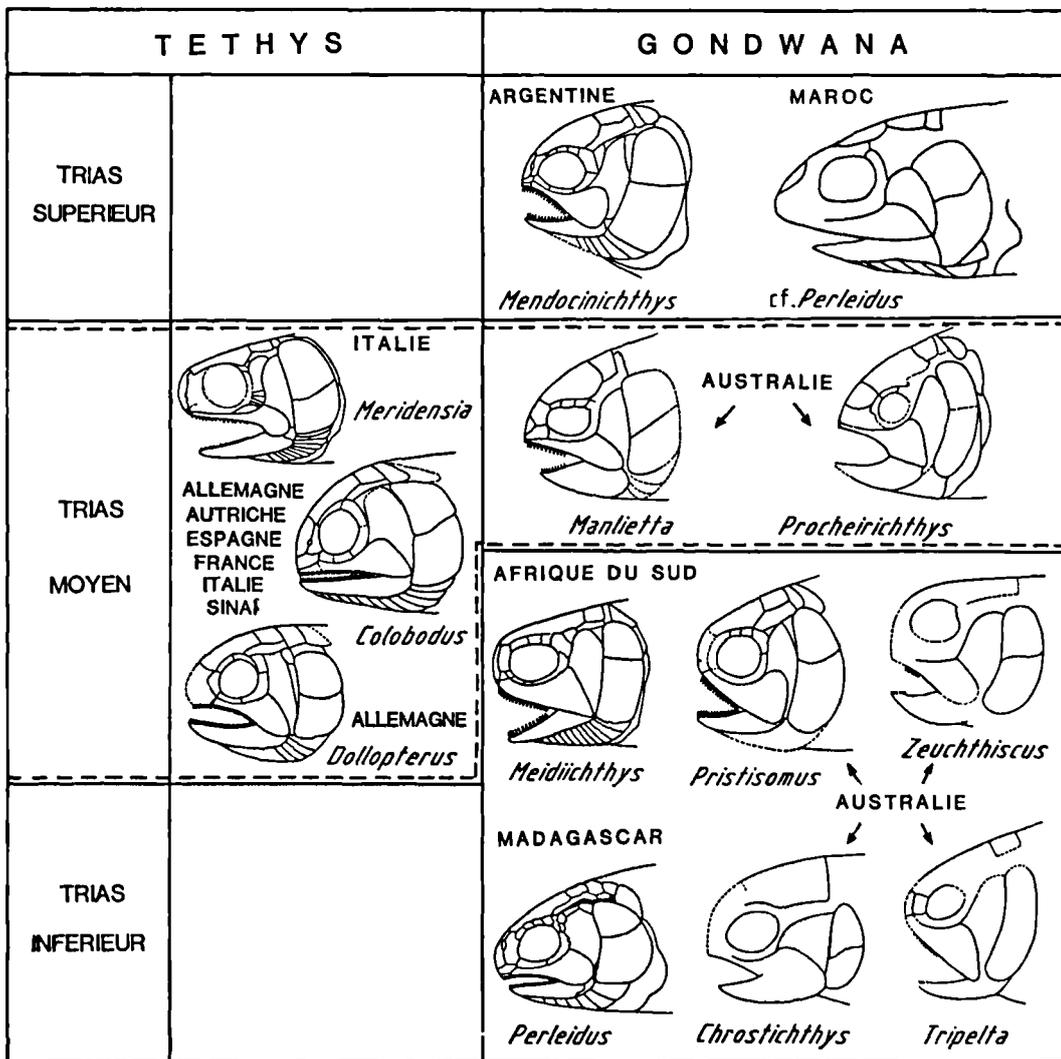


Fig. 3. — Crâne dermique en vue latérale de quelques Perleididae, répartitions géographique et stratigraphique.

Fig. 3. — Dermal skull in lateral view of some perleidid fishes, geographical and stratigraphical distributions.

— *Russie* (5, fig. 5). Toujours dans l'ouvrage ci-dessus mentionné, la présence de *Perleidus* est indiquée au Nord-Est de la région traversée par la rivière Olenek.

— *Spitzberg* (6, fig. 5). L'horizon à poissons se situe au Sud-Ouest; plus exactement, il fait partie de la Sticky Keep Formation (Smithien-Spathien) du Sassendalen Group (fig. 4 et 5). Parmi les très nombreux genres présents (*Acrodus*, *Pteronisculus*, *Pygopterus*, *Boreosomus*, *Birgeria*, *Axelia*), *Perleidus* est représenté par l'espèce *woodwardi* bien étudiée par Stensiö, 1921.

— *Groenland* (7, fig. 5). Dans la région sud-orientale du Groenland, les poissons abondent dans la Wordie Creek Formation (Griesbachien-Diênérien) du Nordenskiöld Sub-group, et ont fait l'objet de nombreux travaux. Le genre *Perleidus* est représenté par l'espèce *stockiensis* analysée par Stensiö, 1932 (fig. 4, 5, 6).

— *Etats-Unis d'Amérique* (8, fig. 5). Au Sud-Est de l'Etat d'Idaho (Bear Lake), un *Perleididae* a été signalé par Dunkle, 1974 (in Schaeffer et Mangus, 1976) provenant de la Woodside Formation (Diênérien)

ou de la Dinwoody Formation (Griesbachien) (fig. 4 et 5).

— *Canada* (9, fig. 5). De nombreux poissons fossiles ont été récoltés à proximité du Lac Wapiti en Colombie britannique. Un d'entre eux a été rapporté approximativement à *Perleidus*. Le gisement appartient au Member-Vega Phroso Siltstone of Sulfur Mountain Formation qui date du Smithien (fig. 4, 6); Schaeffer et Mangus, 1976. Selon ces auteurs, les différences d'âge des gisements à Poissons, du Scythien tout entier, ont une importance négligeable.

III. — TRIAS MOYEN

Si, au Trias inférieur, le genre *Perleidus* est fréquent dans de nombreux gisements du Gondwana et de la Laurasia, on ne le retrouve plus dans ces deux supercontinents au Trias moyen. Il se réfugie dans la partie occidentale du domaine téthysien.

— *Turquie*. Les formations mésozoïques du Sud-Ouest de la Turquie ont livré des assemblages faunistiques (Invertébrés et Vertébrés), pour lesquels une

	STAGES	S.E. BRITISH COLUMBIA	ALBERTA Jasper area	IDAHO Bear Lake	EAST GREENLAND	SPITZ-BERGEN	MADAGASCAR North	MADAGASCAR South
		LOWER TRIASSIC	SPATHIAN	Vega-Phroso Siltstone Member	Spray River Group Sulphur Mountain Formation Vega Siltstone Member	Thaynes Formation		Sassendalen Group Sticky Keep Formation Kaosfjellet Mem. Iskleitten Mem.
SMITHIAN								
DIENERIAN	Phroso Siltstone Member		Woodside Formation	Pingo Dal Formation	Saksaken Mem. Selmaneset Mem.	Iroro Sh. fish beds Clarata beds	Sakamena Gr. Bed 6 Bed 5	
GRIESBACHIAN				Dinwoody Formation				Wordie Creek Formation

(Gibson, 1972) (Gibson, 1968) (Reeside et al., 1957) (Perch-Nielsen et al., 1974) (Buchan et al., 1965) (Anderson, 1973) (Anderson, 1973)

Fig. 4. — Tableau des corrélations entre quelques Formations du Trias inférieur (Schaeffer et Mangus, 1976).

Fig. 4. — Correlations chart of some Lower Triassic Formations (Schaeffer and Mangus, 1976).

biostratigraphie a été établie. Ainsi, la faune de Vertébrés a été datée du Trias moyen tardif, ou plus précisément du Ladinien moyen et supérieur. A côté de Reptiles-placodontes étudiés par Westphal se trouvent deux genres de Poissons, *Saurichthys* et *Perleidus*; celui-ci est de taille moyenne et relativement bien conservé (Beltan *et al.*, 1979).

— *Espagne*. Les formations du Muschelkalk supérieur (Ladinien) de la Catalogne espagnole et de la région de Mont-Ral-Alcover (Province de Tarragone), ont fourni une très riche faune d'Invertébrés et de Vertébrés (Beltan, 1972; Via Boada *et al.*, 1977).

Parmi les Vertébrés, figure une abondante ichthyofaune dans laquelle la famille des Perleididae est largement représentée par de nombreux genres. Citons parmi ceux-ci : *Colobodus* Agassiz, *Cleithrolepis* Eger-

ton, *Meidiichthys* Brough (genre que l'on trouve aussi dans le Trias inférieur d'Afrique du Sud) et *Perleidus* De Alessandri. Plusieurs spécimens sont rapportés à ce genre. A côté des *Perleidus* sp., on trouve les espèces *viai* et *giganteus* Beltan (fig. 6; Brough, 1931; Lehman, 1966; Beltan, 1972).

— *Italie*. La révision de la biostratigraphie de l'Italie du Nord (Lombardie), au Trias moyen et au Trias supérieur, a été réalisée par Tintori, qui a découvert de nouveaux gisements de Vertébrés dans cette région (Tintori *et al.*, 1985). A la limite Anisien-Ladinien, se trouvent les plus importants gisements italiens de Vertébrés. Il s'agit des gisements de Besano-Monte St-Giorgio et de Perledo, lequel est légèrement plus récent que les précédents, et où a été trouvée l'espèce-type du genre *Perleidus altolepis* De Alessandri, 1910 (fig. 6) (*Semionotus altolepis* Deecke). Les ichthyofaunes de ces différents gisements ont fait l'objet de plusieurs travaux : Brough, 1939; Schwarz, 1970; Rieppel, 1985 (*inter alia*). Les gisements de Besano-Monte St-Giorgio et Perledo sont situés non loin de la frontière italo-helvétique, les premiers à l'Ouest et le second à l'Est du Lac de Côme.



Fig. 5. — Répartition géographique de *Perleidus* au Trias inférieur, avant la dislocation complète de la Pangée. (Schaeffer et Mangus, 1975, *in parte*).

1, Nord de Madagascar. — 2, Angola. — 3, Chine, région nord du Bassin de Shenshi. — 4, région de Verkhoyansk (Sibérie). — 5, région de la rivière Olenek (Sibérie). — 6, région occidentale du Spitzberg. — 7, région orientale du Groenland. — 8, région sud de l'Etat d'Idaho (U.S.A.). — 9, Colombie britannique (Canada).

Fig. 5. — Geographical distribution of *Perleidus* during the Lower Triassic Time, before the whole break-up of Pangaea (Schaeffer and Mangus, 1975 *in parte*).

1. North Madagascar. — 2, Angola. — 3. China, north Shensi Basin. — 4, Verkhoyansk region (Siberia). — 5, Olenek River region (Siberia). — 6. West Spitzbergen. — 7, East Greenland. — 8, Southeastern Idaho (U.S.A.). — 9, British Columbia (Canada).

IV. — TRIAS SUPERIEUR

— *Maroc*. Dans les formations continentales du Trias supérieur du couloir d'Argana (Atlas occidental), on a trouvé, outre des Reptiles-Phytosaures et des Stégocéphales-Métoposaures (Dutuit, 1983), des Poissons appartenant entre autres aux Ordres Perleidiformes et Redfieldiiformes (Martin, 1981). Parmi les Perleididae, cet auteur y a distingué les genres *Dipteronotus* Egerton et cf. *Perleidus*. Il est à noter que le niveau à Poissons est sans doute continental d'après les conclusions de Dutuit et Heyler (1983). Il n'est pas surprenant de trouver un poisson surtout marin dans un milieu continental; il peut y avoir été amené pour des raisons physiologiques.

— *Italie*. Au Trias supérieur, de nombreux gisements riches en Vertébrés, en particulier en ichthyofaunes, ont été trouvés dans le Nord de l'Italie (Tintori *et al.*, 1985). On peut citer le gisement de Raibl, à la frontière austro-italienne, dans les Alpes juliennes. Les ichthyofaunes présentes ont fait l'objet de nombreux travaux. Parmi les plus récents, on peut indiquer l'ouvrage de Griffith (1959). De récentes découvertes vont augmenter nos connaissances relatives à ce gisement.

Un nouveau gisement a été mis au jour non loin de Ca'del Frate, à proximité de Besano en Lombardie. D'après les observations, ce nouveau gîte fossilifère date du milieu du Carnien (Allasinaz, 1968, *in* Tintori *et al.*, 1985). Dans ce gisement de Ca'del Frate (Viggirivarese), les Poissons les plus fréquemment trouvés sont les genres *Semionotus*, *Perleidus*, *Peltopleurus*.

Le Norien est l'étage le plus riche en poissons d'Italie. Plusieurs localités ont été repérées dans le Sud des Alpes calcaires, et dont les âges s'échelonnent de la base au sommet du Norien. De plus, un gisement ancien est connu non loin de Salerne dans les Apennins du Sud. Les gisements de Preone Valley, dans la région

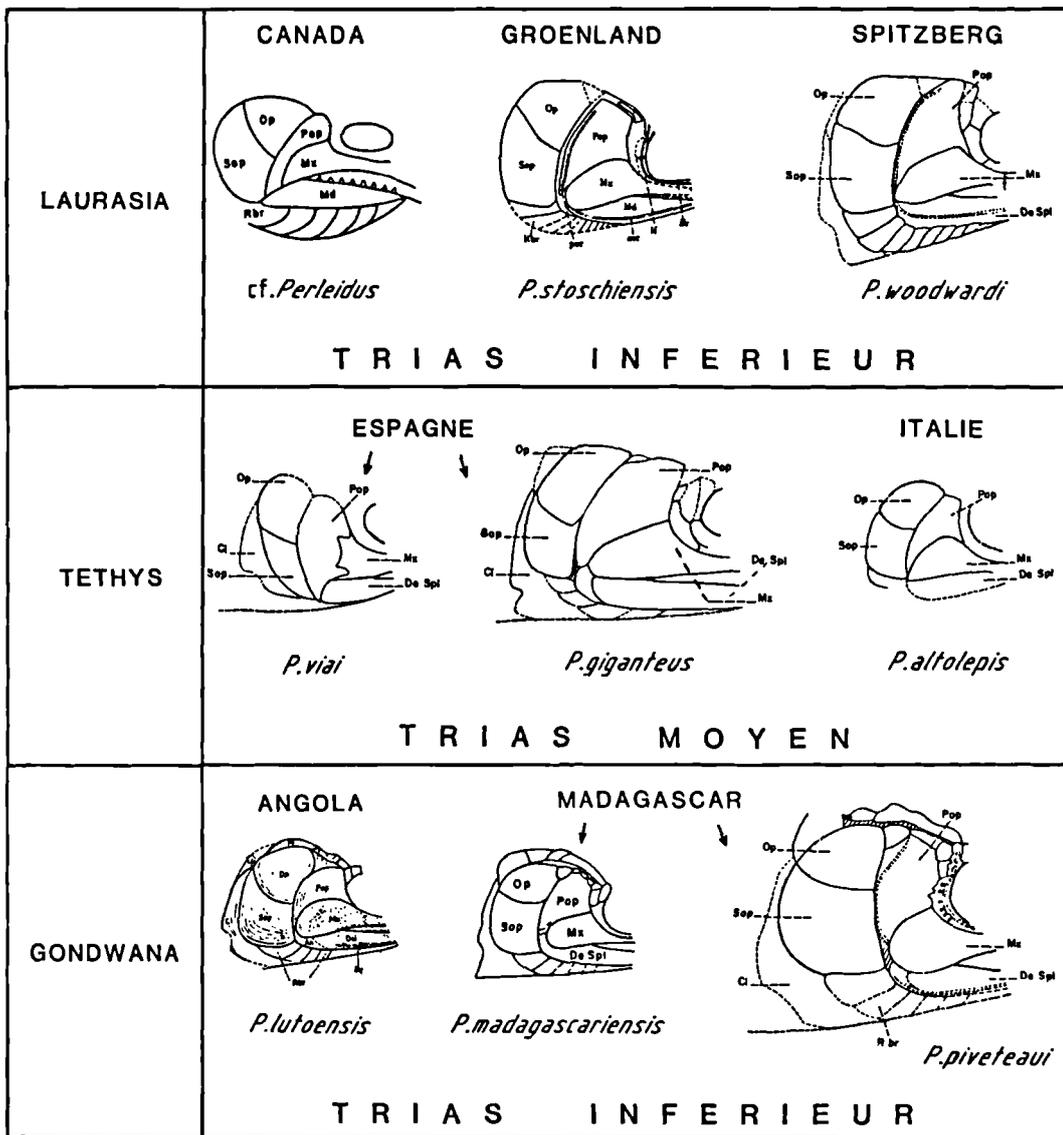


Fig. 6. — Evolution des régions postorbitaire et operculaire du genre *Perleidus* du Trias inférieur au Trias moyen. An, angulaire. — Cl, cleithrum. — De Sp, De Spl, D sl, Md, mandibule. — Gu, gulaire. — If, infraorbitaire. — Mc, canal mandibulaire. — Mx, maxillaire. — Op, opercule. — Pop, préopercule. — R br, rayon branchiostège. Sop, sousopercule. — Scl, supracleithrum.

Fig. 6. — Evolution of postorbital and opercular regions in genus *Perleidus* from the Lower to the Middle Triassic. An, angular. — Cl, cleithrum. — De Sp, De Spl, D sl, Md, mandibular. — Gu, gular. — If, infraorbital. Mc, mandibular canal. — Mx, maxilla — Op, opercular. — Pop, preopercular. — R br. branchiostegal ray. Sop, subopercular. — Scl, supracleithrum.

Est de la Lombardie, ont livré quelques poissons, comme des *Celacanthes*, des *Thoracopterus*, mais *Perleïdus* n'a pas été signalé.

Dans les Préalpes des environs de Brescia, quelques gisements d'ichtyofaunes sont indiqués ainsi que dans les Préalpes bergamasques (Tintori *et al.*, 1985).

IV. — EVOLUTION DU GENRE *PERLEIDUS*

1) Au Trias inférieur.

Le genre *Perleïdus* est présent dans plusieurs gisements comme il a été signalé ci-dessus, dans le Gondwana et la Laurasia. Pendant cette période, les spécimens étaient de petite taille. La longueur moyenne oscillait entre 5 et 12 cm. Quelques longueurs du corps ont été relevées : *P. madagascariensis* 11 cm, Madagascar ; *P. lutoensis* 10 cm, Angola ; cf. *Perleïdus* entre 5 et 7 cm, les plus grands spécimens entre 20 et 30 cm en Colombie Britannique ; *P. stoschiensis* 12 à 16 cm, Groenland ; *P. woodwardi* 7 cm. Les plus grands spécimens 25 à 30 cm, Spitzberg.

2) Au Trias moyen.

La répartition de *Perleïdus* se réduit au domaine téthysien. On le trouve en Turquie, *Perleïdus* sp. 20 cm ; en Lombardie, *P. altolepis* 11 cm environ ; en Espagne, *P. viai* 16 cm et *P. giganteus* atteint 70 à 80 cm.

3) Au Trias supérieur.

Il est signalé au Maroc cf *Perleïdus* dont la taille atteignait probablement 12 cm. En Lombardie, de nombreux spécimens recueillis par Tintori (1985) sont encore à l'étude et par conséquent, on n'a pas de renseignement quant à leur taille.

Ces indications montrent que le genre *Perleïdus* subit un accroissement de taille très marqué dans la région occidentale de la Téthys, en particulier en Espagne. Cette région était concernée par le Trias germanique et présentait probablement des conditions écologiques favorables à la croissance et au développement du genre. On n'observe pas ce même phénomène dans la région concernée par le Trias alpin (Lombardie) où *P. altolepis* ne dépasse pas 10,6 cm selon De Alessandri (1910). A propos de ce que l'on constate en Espagne, il y a lieu de faire quelques remarques. Des auteurs observent l'absence quasi totale de terriers, d'organismes fragmentés ou disloqués. Ce fait laisse à penser qu'il s'agit de biotes allochtones dont le transport a été passif, sans mécanisme énergétique important. Les assemblages biotiques présents sont dans un environnement anaérobie de forte salinité et leur taphonomie rappelle celle qui est bien connue à Solenhofen (Via Boada *et al.*, 1977). Si les gisements fossilifères ont les caractères notés ci-dessus, il paraît évident que les biotes (ante mortem) proliféraient dans un milieu

aérobie, et que l'absence de fracturation ou de distorsion suppose un transport (post mortem) effectué sur une courte distance.

Un autre caractère évolutif est remarquable chez le genre *Perleïdus* : il s'agit de la suture sousoperculo-operculaire. En effet, au Trias inférieur, cette suture est dorsale chez les espèces connues dans le Gondwana et dans la Laurasia, c'est-à-dire que l'opercule est beaucoup plus petit que le sousopercule.

Au Trias moyen, chez les espèces connues de *Perleïdus*, l'opercule a une superficie presque égale à celle du sousopercule chez *P. viai* (Ladinien d'Espagne) et *P. altolepis* (Ladinien d'Italie), tandis qu'il est beaucoup plus grand que le sousopercule chez *P. giganteus* (Ladinien d'Espagne). On observe donc un déplacement, vers la région ventrale, du Scythien au Ladinien, de la suture sousoperculo-operculaire, position qui est un caractère spécifique (fig. 6). D'autre part, les études anatomiques consacrées aux Poissons triasiques, appartenant aux Ordres Luganoïformes, Peltopleuriformes, Céphalaxéniformes permettent de penser que ces Ordres pourraient avoir dérivé d'un ancêtre commun au niveau de *Perleïdus*, et qu'ils sont probablement des rejets d'une radiation perleïdide (Griffith, 1977). Les représentants des Ordres ci-dessus indiqués ont été trouvés en Italie du Nord (Trias moyen) (Brough, 1939) ; *Peltopleurus* et *Luganoia* sont présents dans le Ladinien d'Espagne (Beltaç, 1972) ; *Peltopleurus* dans le Trias supérieur de Lunz, Autriche (Griffith, 1977).

CONCLUSIONS

Le genre *Perleïdus* est placé dans les " formes sub-holostéennes " à la charnière de deux structures anatomiques : celle des Chondrostéens (caractères primitifs, structure représentée dans la nature actuelle par l'Esturgeon) et celle des Holostéens (caractères évolués, structure représentée dans la nature actuelle par le genre *Amia*). Ce genre triasique dont la longévité s'étend entre la base du Scythien (Griesbachien) et le Norien a été analysé par plusieurs auteurs (voir Introduction).

Au point de vue géographique, les gisements ayant livré des spécimens du genre sont plus nombreux dans la Laurasia que dans le Gondwana. Cependant, il faut noter que le nombre de spécimens recueillis à Madagascar est important. La distribution géographique est en outre considérablement réduite au Trias moyen et au Trias supérieur, puisqu'elle ne concerne que la Téthys occidentale. Dans ce domaine, en particulier en Espagne, *Perleïdus* s'est trouvé dans des conditions écologiques et zoologiques favorables à son développement et à l'acquisition de modifications évolutives, le mettant à l'origine d'une radiation vers des genres sub-holostéens perleïdides, genres qui, du reste, sont abortifs.

L'auteur a cherché dans cet article à évoquer par la biogéographie et la biostratigraphie, l'histoire du genre *Perleïdus* pour lequel les données sont abondantes et qui le seront davantage grâce aux études en cours.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALESSANDRI G. de (1910). — Studii Pesci triasici della Lombardia. *Soc. Ital. di Scienze Nat. e Museo civico di Storia Nat. di Milano*, vol. 7, fasc. 1, Pavia.
- 2) BATTAIL B., BELTAN L., DUTUIT J.M. (1987). — Africa and Madagascar during permo-triassic Time : The evidence of the vertebrate Faunas. In *Gondwana Six, Geophysical Monograph series*, vol. 41, p. 147-155.
- 3) BELTAN L. (1972). — La faune ichthyologique du Muschelkalk de la Catalogne. *Mem. Acad. Cien. Artes*, Barcelona, vol. 40, fasc. 10, p. 281-325.
- 4) BELTAN L., JANVIER P., MONOD O., and WESTPHAL F. (1979). — A new marine fish and placodont reptile fauna of Ladinian age from southwestern Turkey. *Neues Jharb. Geol. Paläont. Monatsch.*, vol. 5, p. 257-267.
- 5) BROUGH J. (1931). — On fossil Fishes from the Karroo system and some general considerations on the bony Fishes of the Triassic period. *Proc. Zool. Soc. London*, vol. 1, p. 235-296.
- 6) BROUGH J. (1939). — The triassic Fishes of Besano, Lombardy. *British Museum Natural History*, p. 1-114.
- 7) DUTUIT J.M. (1983) — Homogénéité et répartition des Métoposauridés et Phytosauridés. *C.R. Ac. Sc.*, série 2, Mécanique-Physique, Chimie, Sciences de la Terre. 296-18, p. 1465-1468.
- 8) DUTUIT J.M. et HEYLER D (1983). — Taphonomie des gisements de Vertébrés triasiques marocains (Couloir d'Argana) et paléogéographie. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 7, t. XXV, n° 4, p. 623-633.
- 9) GRIFFITH J. (1959). — The anatomy of two *Saurichthys striolatus* (Bronn) and *Saurichthys curioni* (Belloti). *Proc. Zool. Soc. Lond.*, vol. 132, n° 4, p. 587-606.
- 10) GRIFFITH J. (1977). — The Upper Triassic Fishes from Polzberg bei Lunz, Austria. *Zool. Journ. of Linnæan Society*, vol. 60, n° 1, p. 1-93.
- 11) GRIFFITH J. (1978). — A fragmentary specimen of *Saurichthys* sp. from the Upper Beaufort series of South Africa. *Ann. S. Afr. Mus.*, vol. 73, art. 8, p. 299-307.
- 12) HUTCHINSON P. (1973). — A revision of Redfieldiiform and Perleidiform Fishes from the Triassic of Bekker's Kraal (South Africa) and Brookvale (New South Wales). *Bull. British Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, vol. 22, n° 3, p. 236-354.
- 13) JUBB R.A. and GARDINER B.G. (1975). — A preliminary catalogue of identifiable fossil Fish material from South Africa. *Ann. S. Afr. Mus.*, vol. 67, part. 11, p. 1-59.
- 14) LEHMAN J.P. (1956). — Etude complémentaire des poissons de l'Eotrias de Madagascar. *Kungl. Svenska Vetensk. Handl.*, sér. 4, vol. 2, p. 1-192.
- 15) LEHMAN J.P. (1966). — Actinoptérygiens, Crossoptérygiens, Dipneustes, in *Traité de Paléontologie*, vol. 3, 412 p., Masson éd.
- 16) MARTIN M. (1981). — Les Actinoptérygiens (Perleidiformes et Redfieldiiformes) du Trias supérieur continental du couloir d'Argana (Atlas occidental, Maroc). *Neues Jharb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 162, fasc. 3, p. 352-372.
- 17) OBRUCHEV D.V. (1967). — Fundamentals of Paleontology. A manual for paleontologists and geologists of the URSS, vol. XI, Agnatha, Pisces edited by S.A. Orlov, translated from Russia, 825 p., *Israel Program for Scientific Translations*, Jerusalem.
- 18) PIVETEAU J. (1934a). — Paléontologie de Madagascar. XXI. Les Poissons du Trias inférieur. Contributions à l'étude des Actinoptérygiens. *Ann. Paleont.*, vol. 23.
- 19) RIEPPEL O. (1985). — Die Trias fauna der Tessiner Kalkapen XXV. Die Gattung *Saurichthys* (Pisces, Actinopterygii) aus der mittleren Trias des Monte San Giorgio, Kanton Tessin. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, vol. 108.
- 20) SCHAEFFER B. (1955). — *Mendocinia*, a Subholos-tean Fish from the Triassic of Argentina. *Am. Mus. Nov.*, n° 1737.
- 21) SCHAEFFER B. (1956). — Evolution in the Subholos-tean fishes in *Evolution*, vol. X, n° 2, p. 201-212.
- 22) SCHAEFFER B. et MANGUS M. (1975). — An early Triassic fish assemblage from British Columbia. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, vol. 156, p. 517-563.
- 23) SCHULTZE H.P. (1966). — Morphologische, und histologische untersuchungen an Schuppen mesozoischer Actinopterygier (übergang von Ganoid zu Rundschnuppen). *Neues Jharb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 126, fasc. 3, p. 232-314.
- 24) SCHWARZ W. (1970). — *Birgeria stenioi* Aldinger. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, vol. 89.
- 25) STENSIÖ E. (1921). — Triassic Fishes from Spitzbergen. Part. 1, Vienne.
- 26) STENSIÖ E. (1932). — Triassic Fishes from East Greenland. *Medd. om Gronland*, vol. 83, n° 3, Copenhagen.
- 27) TEIXEIRA C. (1978). — Les poissons fossiles du Karroo du Lutoa et de Inongo en Angola. *Estud. Geol. Paleontol. Micol. Lisbon.*, vol. 2, p. 275-300.
- 28) TINTORI A., MUSCIO G. and NARDON S. (1985). — Triassic fossil fishes localities in Italy. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, vol. 91, n° 2, p. 197-210.
- 29) VIA BOADA L., VILLALTA J.F. y ESTEBAN CERDA M. (1977). — Paleontologia y paleoecologia de los Yacimientos Fosiliferos del Muschelkalk superior entre Alcover y Mont-Ral (Montanas de Prades, Provincia de Tarragona). *Cuadernos Geologia Iberica*, vol. 4, p. 247-256.

Biostratigraphie des formations permo-triasiques continentales à Vertébrés tétrapodes et biogéographie du Gondwana

The biostratigraphy of the Permo-Triassic tetrapod-bearing continental formations and the biogeography of Gondwanaland

par B. BATTAIL (*)

Résumé. — L'analyse comparée de diverses faunes continentales à Vertébrés tétrapodes a souvent conduit à proposer des schémas biogéographiques où sont envisagées des voies de migration préférentielles et différentes barrières de nature géographique ou écologique. Cependant, le facteur biostratigraphique a été trop souvent négligé : en fait, la comparaison de faunes qui ne sont pas exactement de même âge peut conduire à des conclusions biogéographiques erronées.

Abstract. — *The comparative analysis of Permo-Triassic tetrapod-bearing continental faunas has often led to the elaboration of biogeographical schemes in which have been proposed various dispersal routes, and geographical or ecological barriers. Too often, however, the biostratigraphical factor has been neglected : indeed, the comparison of faunas which are not exactly of the same age can induce erroneous biogeographical conclusions.*

INTRODUCTION

De toutes les faunes de Vertébrés tétrapodes du Permien supérieur et du Trias inférieur gondwanien, ce sont celles du Groupe sud-africain de Beaufort qui sont les plus abondantes et les mieux connues. Elles ont donc servi de faunes de référence, et on leur a comparé les faunes de Tétrapodes des autres régions du Gondwana. De ces comparaisons, il ressort que si certaines faunes gondwaniennes sont extrêmement voisines de faunes du Beaufort sud-africain, d'autres en revanche n'ont guère de relations avec elles ; dans ce dernier cas, il était évidemment tentant d'attribuer les différences observées à l'existence de barrières géographiques ou écologiques. De telles explications ne sont cependant pas les seules possibles. Un réexamen de la biostratigraphie des formations permo-triasiques continentales à Vertébrés tétrapodes permet en effet de mettre en évidence un décalage chronologique important entre des faunes que l'on avait abusivement tendance à considérer comme synchrones ; ce décalage permet à lui seul de comprendre bien des particularités fauniques auxquelles on attribuait généralement d'autres causes.



Les exemples choisis seront pris au Permien terminal et au Trias inférieur. On rappellera tout d'abord les caractéristiques essentielles des trois biozones du Beaufort sud-africain qui appartiennent à cette tranche de temps, et on tentera de cerner leur position stratigraphique exacte. De la même manière, on analysera la composition d'un certain nombre de faunes gondwaniennes à Vertébrés tétrapodes, et on cherchera à déterminer leur âge précis. La confrontation des données obtenues permettra de faire ressortir l'intérêt qu'il y a à établir une biostratigraphie rigoureuse avant toute tentative de reconstitution paléobiogéographique.

I. — LES FAUNES SUD-AFRICAINES A TETRAPODES DU PERMIEN TERMINAL ET DU TRIAS INFÉRIEUR

On prendra en considération la dernière faune attribuée au Permien (celle de la zone à *Daptocephalus*), et les deux faunes attribuées au Trias inférieur (celles des zones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus*).

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

1) Caractères principaux des faunes.

Les faunes de Tétrapodes du Beaufort sud-africain sont toutes caractérisées à la fois par une nette prédominance des Reptiles sur les Amphibiens et, au sein des Reptiles, par une écrasante prépondérance des Thérapsides.

a) La faune de la zone à *DAPTOCEPHALUS*.

Les Amphibiens ne sont représentés que par quelques petites formes peu abondantes, appartenant toutes à la famille des Rhinesuchidae. Parmi les Reptiles, les Cotylosauria comportent les derniers Pareiasauridae et quelques rares Procolophonidae. Les Millerosauria (dont les affinités restent controversées) ne sont connus que par quelques pièces, mais montrent cependant une certaine diversification. Les Reptiles diapsides sont pauvrement représentés. Les Therapsida sont au contraire très nombreux et diversifiés. Parmi eux, les Dicynodontia sont très abondants; les formes les plus fréquemment rencontrées appartiennent aux genres *Daptocephalus*, *Dicynodon*, *Diictodon*, *Kingoria*, *Aulacocephalodon* et *Oudenodon*. Du côté des Theriodontia, les Gorgonopsia sont nombreux; les Therocephalia comportent des formes variées; les Cynodontia font leur apparition.

b) La faune de la zone à *LYSTROSAURUS*.

Les Amphibiens sont plus nombreux et plus diversifiés que dans la zone à *Daptocephalus*. Il s'agit surtout de petites formes, des Lydekkerinidae en particulier. Parmi les Reptiles, les Cotylosauria ne sont plus représentés que par des Procolophonidae, essentiellement *Procolophon*, très abondant. Les Reptiles diapsides restent peu nombreux. Les Therapsida sont largement dominants, mais ils diffèrent profondément de ceux de la zone à *Daptocephalus*. En effet, les Dicynodontia ne comportent plus que deux genres: *Lystrosaurus*, extrêmement commun, et *Myosaurus*, très rare. Parmi les Theriodontia, les Gorgonopsia ont disparu; les Therocephalia présentent encore une certaine variété; les Cynodontia ne sont représentés que par de petites formes, dont *Thrinaxodon*, très abondant.

c) La faune de la zone à *CYNOGNATHUS*.

Les Amphibiens ne comportent aucun genre commun avec la zone à *Lystrosaurus*; on voit apparaître les premiers Trematosauridae africains, tandis que les Capitosauridae se développent. Parmi les Reptiles Cotylosauria ne subsistent que de rares Procolophonidae spécialisés. Les Reptiles diapsides sont encore rares. Les Therapsida, qui constituent toujours l'essentiel de la faune, sont tous nouveaux par rapport à ceux de la zone à *Lystrosaurus*. Les Dicynodontia ne comprennent que deux genres, *Kannemeyeria*, très abondant, et *Kombuisia*, très rare. Parmi les Theriodontia, les Therocephalia, sur le déclin, ne sont plus représentés que par une seule famille spécialisée, les Bauriidae. Les Cynodontia comportent des formes de grandes dimen-

sions, carnivores comme *Cynognathus* ou végétariennes comme *Diademodon*.

On trouvera une liste complète des fossiles récoltés dans les divers gisements de ces trois zones dans l'ouvrage de Kitching, 1977.

2) La position stratigraphique des zones à *DAPTOCEPHALUS*, à *LYSTROSAURUS* et à *CYNOGNATHUS*.

La conception traditionnelle, encore trop largement acceptée aujourd'hui, consistait à considérer que les biozones du Beaufort couvraient l'ensemble du Permien supérieur et du Trias inférieur sans présenter entre elles de lacunes appréciables. Une telle illusion était entretenue d'une part par l'épaisseur considérable des sédiments continentaux accumulés dans le bassin sud-africain du Karoo, et d'autre part par l'absence de toute intercalation marine dans ces sédiments, ce qui rendait difficile l'établissement de corrélations stratigraphiques précises. On doit à Anderson et Cruickshank (1978) d'avoir été les premiers à proposer un schéma stratigraphique montrant l'existence de lacunes importantes entre certaines des biozones du Beaufort. Comme on le verra ci-après, une analyse des faunes permet de justifier ce point de vue.

a) La position stratigraphique de la zone à *DAPTOCEPHALUS*.

Il existe un moyen indirect pour déterminer la position stratigraphique de la zone à *Daptocephalus* (fig. 1). A Madagascar, la faune de la Formation de la Sakamena inférieure diffère à beaucoup d'égards des faunes sud-africaines, et en particulier par l'extrême rareté de ses Therapsida, connus seulement par de rares restes indéterminables (Currie, 1981). La Formation de la Sakamena inférieure peut cependant être mise en corrélation avec la zone à *Daptocephalus* sur la base de la présence commune du Poisson *Atherstonia*, de l'Amphibien *Rhinesuchus*, et de Reptiles Procolophonidae et Younginiformes. Or elle comporte aussi des intercalations marines contenant le Céphalopode *Cyclolobus*. En Inde et au Pakistan, où le Tatarien est marin, *Cyclolobus* caractérise une zone occupant une position moyenne dans l'étage (Nakasawa, Kapoor, 1979). On peut donc en conclure que la zone à *Daptocephalus* correspond sensiblement à la base du Tatarien supérieur, et qu'il existe par conséquent entre elle et la zone à *Lystrosaurus*, dont on verra qu'elle occupe la base même du Trias, une lacune importante représentant le sommet du Tatarien supérieur.

b) La position stratigraphique de la zone à *LYSTROSAURUS*.

Dans le Groenland oriental, les zones à Céphalopodes de la Formation de Wordy Creek, au nombre de six, couvrent l'ensemble de l'Induen. Or des restes d'Amphibiens sont connus dans les zones 2 à 5, avec apparition du genre *Tupilakosaurus* dans la deuxième

zone, et apparition du genre *Luzocephalus* dans la troisième. Sur la plate-forme russe, dans les couches contenant la faune à *Benthosuchus* et *Wetlugasaurus*, les mêmes genres *Tupilakosaurus* et *Luzocephalus* apparaissent dans le même ordre, ce qui permet d'établir une corrélation; or le Dicynodonte *Lystrosaurus* est représenté dans les couches immédiatement sous-jacentes à celles qui contiennent *Tupilakosaurus*, ce qui autorise à conclure qu'il appartient à la base même de l'Induen, c'est-à-dire au Griensbachien inférieur (Lozovskij, 1983). Si l'on admet que le temps d'expansion du genre *Lystrosaurus* est négligeable à l'échelle géologique, la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud et, plus généralement, toutes les formations contenant le genre *Lystrosaurus* appartiendraient donc au Griensbachien inférieur (fig. 1).

c) La position stratigraphique de la zone à **CYNOGNATHUS**.

La zone à *Cynognathus* ne peut pas non plus être datée directement, mais il est néanmoins possible de situer sa position stratigraphique en tirant profit du

ETAGES GEOLOGIQUES			POSITION STRATIGRAPHIQUE DES BIOZONES DU BEAUFORT SUD-AFRICAÏN	
			conception traditionnelle (1)	position réelle (2)
SCYTHIEN	OLENEKIEN	SPATHIEN	Zone à <i>Cynognathus</i>	Zone à <i>Cynognathus</i>
		SMITHIEN		
	INDUEN	DIENERIEN	Zone à <i>Lystrosaurus</i>	
		GRIENSBACHIEN		
TATARIEN SUPERIEUR			Zone à <i>Daptocephalus</i>	Zone à <i>Daptocephalus</i>

Fig. 1. — Position stratigraphique des biozones du Tatarien supérieur et du Scythien d'Afrique du Sud (Groupe de Beaufort, bassin du Karoo).

- (1) Dans la conception traditionnelle, on n'envisage pas de lacune appréciable entre les zones.
- (2) En réalité, la zone à *Daptocephalus* n'occupe que la base du Tatarien supérieur, la zone à *Lystrosaurus*, le Griensbachien inférieur, et la zone à *Cynognathus*, le Spathien supérieur.

Fig. 1. — Stratigraphical position of the Upper Tatarian and Scythian biozones of South Africa (Beaufort Group, Karoo basin).

- (1) In the traditional conception, no major gap is considered between the zones.
- (2) In fact, the *Daptocephalus* zone is restricted to the lower part of the Upper Tatarian, the *Lystrosaurus* zone, to the Lower Griensbachian, and the *Cynognathus* zone, to the Upper Spathian.

fait qu'on y trouve des espèces évoluées du genre *Parotosuchus*. Ce genre, à dire vrai, doit être interprété avec prudence: Ingavat et Janvier (1981) ont en effet montré qu'il s'agissait d'un genre paraphylétique, et que certaines des espèces qui lui ont été rapportées devraient en être exclues. Cependant, même dans l'acceptation restreinte qui est celle d'Ingavat et Janvier, *Parotosuchus* reste un genre cosmopolite qui peut servir à établir des corrélations biostratigraphiques car son évolution est rapide et sa durée de vie relativement brève.

Une espèce modérément évoluée, *Parotosuchus sequenter*, a été trouvée associée à une riche faune marine dans des couches de la Formation de Taušik, région de Mangyšlak, Kazakhstan, U.R.S.S. (Lozovskij, Šiškin, 1974). D'après Dagys, Arkhipov et Byčkov (1979, p. 195 et tabl. 10), sur la base des faunes d'invertébrés, ces couches peuvent être mises en corrélation avec celles qui, dans les régions boréales, font suite immédiatement aux couches contenant le Céphalopode *Wasatchites tardus*. Or, selon Harland *et al.*, 1982, les couches à *Wasatchites tardus* représentent le Smithien supérieur: *Parotosuchus sequenter* appartiendrait donc au Spathien inférieur. Les espèces les plus évoluées de *Parotosuchus*, logiquement postérieures à *Parotosuchus sequenter*, seraient donc d'âge Spathien supérieur dans la plupart des cas, et notamment dans la zone à *Cynognathus* d'Afrique du Sud. Notons cependant qu'en Afrique, *Parotosuchus* est associé non seulement à la faune de la zone à *Cynognathus*, mais aussi à des faunes manifestement plus tardives, en Zambie et en Tanzanie. Les derniers représentants du genre *Parotosuchus* doivent en conséquence être attribués à la base du Trias moyen.

En fin de compte, il apparaît donc qu'il existe une longue lacune entre les zones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus*, du Griensbachien supérieur au Spathien inférieur inclusivement (fig. 1).

II. — QUELQUES FAUNES GONDWANIENNES A TETRAPODES :

CONSIDERATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUES

- 1) La faune des couches de Bijori de la Formation de Kamthi (chaîne de Satpura, Madhya Pradesh, nord de l'Inde péninsulaire).

Cette faune (fig. 2) ne comporte que deux Amphibiens: le Benthosuchidé *Gondwanasaurus bijorensis* et le Rhinésuchidé *Rhinesuchus wadai* (Tripathi, 1962; Ghosh, Mitra, 1970; Kutty, 1972). Le genre *Rhinesuchus* est surtout bien représenté en Afrique du Sud, où il caractérise le Permien supérieur, jusqu'à la zone à *Daptocephalus* comprise. Mais en revanche on ne connaît de Benthosuchidae que dans le Trias inférieur, notamment à Madagascar et en Laurasie.

On peut donc supposer que la faune des couches de Bijori fournit l'exemple d'une faune occupant une position stratigraphique intermédiaire entre les zones à *Daptocephalus* et à *Lystrosaurus*, et se situant donc vers le sommet du Tatarien supérieur. Sur le plan biogéographique, on peut suggérer l'existence d'étroites relations entre l'Inde et Madagascar : à Madagascar, en effet, le genre *Rhinesuchus* serait présent dans la Formation de la Sakamena inférieure (Permien supérieur), tandis que des Benthosuchidae sont connus dans la Formation de la Sakamena moyenne (Trias inférieur). Il va de soi cependant que la faune des couches de Bijori est trop pauvre pour donner matière à des conclusions précises et définitives.

2) La faune de la Formation de Panchet (bassin houiller de Raniganj, Bengale occidental, Inde).

La faune de la Formation de Panchet associe des Amphibiens et des Reptiles. Les Amphibiens sont nombreux et variés. Les Reptiles sont largement dominés par le Dicynodonte *Lystrosaurus*, connu par des restes abondants appartenant à plusieurs espèces ; ils comportent en outre le Protérosuchidé *Chasmatosaurus* (Tripathi, Satsangi, 1963 ; Tripathi, 1969 ; Satsangi, 1964 ; Chatterjee, Roy-Chowdhury, 1974).

Il ne fait aucun doute que la Formation de Panchet est de même âge que la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud. En effet, parmi les quatre espèces de *Lystrosaurus* découvertes dans la Formation de Panchet, trois

étaient déjà connues dans la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud. En outre, deux autres genres sont communs aux deux faunes : l'Amphibien Lydekkerinidé *Lydekkerina* et le Reptile Protérosuchidé *Chasmatosaurus*.

Cependant, à la différence de la faune sud-africaine, la faune de la Formation de Panchet comporte exclusivement des formes interprétées comme adaptées à un mode de vie aquatique, qu'il s'agisse des Amphibiens ou des Reptiles.

On est donc amené à conclure à l'existence d'une continuité continentale entre l'Afrique australe et l'Inde au tout début du Trias mais aussi à l'existence d'importantes différences de nature écologique entre les deux territoires. En effet, le Bengale a dû être très sensiblement plus humide que l'Afrique du Sud, puisqu'il ne semble pas avoir offert de niches écologiques favorables aux Tétrapodes franchement terrestres.

3) La faune de la Formation de Fremouw (montagnes Transantarctiques).

La faune de la Formation de Fremouw apparaît comme extraordinairement voisine, par ses Reptiles, de la faune de la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud. Toutes les formes découvertes en Antarctique étaient en effet déjà connues en Afrique du Sud, à l'exception de deux Thérocéphales Scaloposauridae, décrits par Colbert et Kitching en 1981. On retrouve notamment les genres *Lystrosaurus*, *Myosaurus*, *Procolophon* et *Thrinaxodon*, représentés par les mêmes espèces (Colbert, 1970, 1974 ; Colbert, Kitching, 1975, 1977 ; Cosgriff, Hammer, 1979 ; Cosgriff, Hammer, Ryan, 1982).

La Formation de Fremouw peut donc être considérée comme strictement de même âge que la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud, et l'extrême ressemblance des faunes reptiliennes démontre en outre clairement l'existence de libres communications terrestres entre l'Afrique australe et l'Antarctique au début du Trias avec, dans les deux régions, des conditions de milieu très voisines, sinon identiques.

Il est intéressant de noter, cependant, que les deux seuls Amphibiens déterminables de la Formation de Fremouw sont génériquement distincts des formes sud-africaines (Colbert, Cosgriff, 1974). Cette constatation ne doit toutefois pas surprendre : le passage terrestre continu dont témoigne la présence des mêmes espèces de Reptiles en Afrique australe et en Antarctique est en effet tout à fait compatible avec un cloisonnement des bassins d'eau douce favorable au développement de faunes d'Amphibiens endémiques. Toutefois, si ces bassins ne communiquaient pas, on doit alors supposer en outre que *Lystrosaurus*, pour lequel on a admis plus haut un mode de vie semi-aquatique, était capable de se déplacer également par voie essentiellement terrestre (Battail, 1981).

ETAGES GEOLOGIQUES		AFRIQUE DU SUD (Bassin de Karoo)	INDE (chaîne de Salpura, nord de l'Inde péninsulaire)	AUSTRALIE (Bassin de Bowen, Queensland)
SCYTHIEN	OLENKIEN	SPATHIEN	Zone à <i>Cynognathus</i>	
		SMITHIEN		Formation d'Arcadia
	INDUEN	DIENERIEN		
		GRIENSACHIEN	Zone à <i>Lystrosaurus</i>	
TATARIEN SUPERIEUR			Couches de Bijori de la Formation de Kamthi	
		Zone à <i>Daptocephalus</i>		

Fig. 2. — Localisation stratigraphique approximative des Couches de Bijori de la Formation de Kamthi (Inde) et de la Formation d'Arcadia (Australie) : leur âge ne coïncide pas avec celui des biozones sud-africaines.

Fig. 2. — Approximate stratigraphical position of the Bijori Beds (Kamthi Formation, India), and of the Arcadia Formation (Australia) : their ages do not coincide with the ones of South African biozones.

4) La faune du niveau supérieur de la Formation de Puesto Viejo (Province de Mendoza, Argentine).

La faune du niveau supérieur de la Formation de Puesto Viejo a été étudiée par Bonaparte (1966a, b, 1969, 1970, 1978). Elle comporte trois Thérapsides, le Dicynodonte Kannemeyeriidé *Kannemeyeria* et deux Cynodontes, le Cynognathidé *Cynognathus* et le Traversodontidé *Pascualgnathus*.

Malgré sa pauvreté en taxons, cette faune ne présente pas de difficulté de corrélation biostratigraphique. Deux genres, *Kannemeyeria* et *Cynognathus*, sont connus en Afrique. *Kannemeyeria*, surtout abondant dans la zone à *Cynognathus* d'Afrique du Sud, persiste néanmoins jusque dans le Trias moyen d'Afrique australe et orientale. Mais *Cynognathus* semble bien confiné à la zone qui porte son nom. Quant à la présence d'un Traversodontidé, elle pourrait évidemment être interprétée comme l'indication d'un âge triasique moyen, puisque c'est seulement à partir du Trias moyen que la famille des Traversodontidae est connue en Afrique ; cependant, *Pascualgnathus* est plus primitif que les Traversodontidae de la base du Trias moyen africain. En définitive, il paraît donc bien établi que le niveau supérieur de la Formation de Puesto Viejo représente un équivalent biostratigraphique de la zone à *Cynognathus* d'Afrique du Sud.

La présence des mêmes genres de Reptiles Thérapsides en Afrique du Sud et en Amérique du Sud à la fin du Trias inférieur prouve qu'il n'y avait pas à cette époque d'obstacle majeur à la communication des faunes terrestres entre les deux continents. On notera cependant que la faune sud-américaine est représentée par des formes qui sont très sensiblement plus petites que les formes sud-africaines correspondantes. Or, la Formation de Puesto Viejo est caractérisée par un intense volcanisme, tandis que les couches de la zone à *Cynognathus* d'Afrique du Sud sont exclusivement sédimentaires. Il existait donc entre le nord-ouest de l'Argentine et l'Afrique du Sud d'importantes différences écologiques qui peuvent expliquer les différences observées entre les faunes (Battail, 1984).

5) La faune de la Formation d'Arcadia et quelques autres faunes du Trias inférieur d'Australie.

De toutes les faunes à Tétrapodes du Permo-Trias gondwanien, les faunes australiennes (fig. 2) sont certainement parmi les plus difficiles à dater avec précision en raison, d'une part, de leur relative pauvreté et, d'autre part, de leur endémisme apparent.

La Pélite de Kockatea (Bassin de Perth, Australie occidentale) a livré un seul Tétrapode, l'Amphibien Rhytidostéidé *Deltasaurus*, décrit par Cosgriff (1969). Cet unique Vertébré est cependant d'un grand intérêt car il est associé à une faune d'Invertébrés marins qui permet de dater la Pélite de Kockatea du Smithien inférieur (Camp, Banks, 1978).

Or, le même *Deltasaurus* est connu dans la Pélite de Blina (bassin de Canning, Australie occidentale), où il est associé à quelques autres Amphibiens, dont notamment le Brachyopidé *Blinasaurus*. Il est donc assez vraisemblable que la Pélite de Blina est, comme la Pélite de Kockatea, d'âge smithien inférieur.

L'association des genres *Deltasaurus* et *Blinasaurus* se retrouve dans la Formation de Knocklofty, au sud-est de la Tasmanie. La Formation de Knocklofty semble bien de même âge que la Pélite de Blina : elle serait également d'âge smithien inférieur. Elle a fourni une faune comportant, outre plusieurs Amphibiens, un Reptile Protérosuchidé, *Tasmaniosaurus*.

La plus variée des faunes australiennes à Tétrapodes triasiques est celle de la Formation d'Arcadia (bassin de Bowen, Queensland du sud-est). Elle est dominée par les Amphibiens, mais comporte également quelques Reptiles. Pour la plupart, les fossiles sont malheureusement représentés par des pièces très fragmentaires, d'interprétation parfois difficile.

La Formation d'Arcadia est vraisemblablement de même âge que la Formation de Knocklofty puisqu'elle associe, comme cette dernière, des Amphibiens Capitosauridae, Indobrachyopidae (*) et Brachyopidae et des Reptiles Proterosuchidae. Cette corrélation est cependant assez incertaine en raison de l'absence de tout genre commun aux deux formations. L'âge smithien inférieur de la Formation d'Arcadia, s'il est assez vraisemblable, n'est donc par établi de manière incontestable.

Ce qui est certain, en revanche, c'est que la Formation d'Arcadia présente bien des caractères fauniques intermédiaires entre ceux des zones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus* d'Afrique du Sud, ce qui explique qu'on ait proposé de la mettre en corrélation, tantôt avec la zone à *Lystrosaurus* (Thulborn, 1984 ; Warren, 1985a, b), et tantôt avec la zone à *Cynognathus* (Anderson, Cruickshank, 1978).

Parmi les Amphibiens représentés dans la Formation d'Arcadia, un Dissorophidé encore inédit pourrait indiquer un âge relativement ancien : la famille est en effet essentiellement permienne, avec toutefois un dernier représentant dans la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud. De même, les Indobrachyopidae *Arcadia* et *Rewana* tendraient à faire attribuer à la Formation d'Arcadia un âge triasique basal, puisque la famille semble confinée à l'Induen. Mais d'autres genres, et notamment le Capitosauridé *Parotosuchus*, le Plagiosauridé *Plagiobatrachus* et le Chigutisauridé *Keratobrachyops* n'ont d'affinités qu'avec des formes bien plus tardives.

(*) La famille des Indobrachyopidae, créée par Cosgriff et Zawiskie (1979), n'est pas reconnue par tous les auteurs ; elle est rattachée aux Rhytidostéidae par Warren et Black (1985).

En ce qui concerne les Reptiles, l'association, représentée dans la Formation d'Arcadia, d'un Protérosuchidé, d'un Prolacertidé, d'un Paliguanidé et d'un Procolophonidé, n'est connue par ailleurs que dans la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud. Mais la Formation d'Arcadia a livré également un reste très fragmentaire d'un unique Thérapside, un Dicynodonte qui, selon Thulborn (1983), serait un Kannemeyeriidé. Or les Kannemeyeriidae ne débutent, avec le genre *Kannemeyeria*, qu'au sommet du Trias inférieur.

Tout ceci incite à penser que la Formation d'Arcadia a effectivement un âge intermédiaire entre ceux des zones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus* d'Afrique du Sud, plutôt qu'un âge identique à celui de l'une ou l'autre de ces zones. Cette conception a en outre le grand avantage de fournir une explication simple et plausible aux particularités de sa faune, qui paraît en effet bien étrange à première vue, puisqu'elle comporte une large majorité de taxons apparemment endémiques, et qu'elle se caractérise en outre par la très faible part qu'y prennent les Reptiles Thérapsides.

On sait que, parmi les Reptiles Thérapsides, ce sont les formes végétariennes (Dicynodontes en particulier) qui sont de loin les plus abondamment représentées dans les gisements. Il n'y a rien là que de très normal, l'équilibre écologique impliquant toujours un nombre de prédateurs faible par rapport au nombre des proies potentielles. Or on observe, dans la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud, une réduction dramatique de la variété des Dicynodontes, limités aux deux genres *Lystrosaurus* et *Myosaurus*, ce dernier étant d'ailleurs fort rare. Ces genres s'éteignent sans descendance à la fin du Griensbachien inférieur et les Dicynodontes n'ont plus alors de représentants connus jusqu'au Spathien supérieur, pendant lequel ils développent, avec les Kannemeyeriidae, une nouvelle radiation adaptative. Les Dicynodontes ont donc subi, entre le début du Griensbachien supérieur et la fin du Spathien inférieur, une régression considérable qui explique qu'il n'y ait que de faibles chances d'en découvrir dans les gisements appartenant à cette tranche de temps. L'absence de Thérapsides Thériodontes n'est pas surprenante non plus : les Thériodontes carnivores sont toujours relativement rares, et peuvent donc faire défaut dans ces gisements qui n'ont fourni qu'un nombre de pièces limité ; quant aux Thériodontes végétariens (Thérocéphales Bauriids, Cynodontes gomphodontes), ils n'apparaissent que plus tard, au Spathien supérieur.

En définitive, il n'est donc pas nécessaire de chercher à rendre compte des caractéristiques de la faune de la Formation d'Arcadia par l'isolement géographi-

que. Les particularités de cette faune découlent en effet plutôt de sa position stratigraphique, qui ne coïncide pas avec celle des faunes gondwaniennes les mieux connues et correspond en outre à une phase de régression temporaire des Thérapsides.

CONCLUSIONS

Dans certains cas simples, une comparaison directe entre des faunes de Vertébrés Tétrapodes du Permo-Trias sud-africain et d'autres faunes gondwaniennes a permis de tirer immédiatement des conclusions d'ordre à la fois stratigraphique et biogéographique. Par exemple, le fait que les Reptiles de la Formation de Fremouw (continent Antarctique) appartiennent pour la plupart à des espèces connues dans la zone à *Lystrosaurus* d'Afrique du Sud prouve à la fois le synchronisme du dépôt de la Formation de Fremouw et des couches de la zone à *Lystrosaurus*, et l'absence de barrière entre l'Afrique australe et le continent Antarctique à cette époque.

Cependant, le plus souvent, on se trouve en présence de cas plus complexes. La plupart du temps, en effet, les faunes découvertes hors de l'Afrique du Sud diffèrent assez sensiblement des faunes sud-africaines et ne contiennent plus d'espèces communes. On a souvent estimé que plus ces faunes étaient dissemblables et plus il existait entre elles de barrières diverses, et on a généralement raisonné en omettant de tenir compte des lacunes stratigraphiques importantes existant entre certaines des biozones sud-africaines. En fait, certaines des faunes de Tétrapodes permo-triasiques du Gondwana qui paraissent les plus différentes des faunes sud-africaines tirent leur originalité non pas seulement d'un isolement géographique ou de conditions écologiques particulières, comme on le pense habituellement, mais aussi du fait qu'elles ne correspondent, par l'âge, à aucune des zones sud-africaines. La faune australienne de la Formation d'Arcadia, dont la position stratigraphique se situe entre celles des zones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus* d'Afrique du Sud, en constitue, me semble-t-il, un exemple.

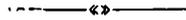
Il apparaît donc que les tableaux que l'on peut dresser des géographies successives dépendent étroitement de ce que l'on sait de l'âge des faunes étudiées. Tout progrès dans ce domaine est en conséquence lié à un progrès dans les corrélations biostratigraphiques. Les formations littorales, susceptibles de fournir à la fois des Invertébrés marins et des Vertébrés terrestres, présentent à cet égard un intérêt tout particulier.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDERSON J.M., CRUICKSHANK A.R.I. (1978). — The biostratigraphy of the Permian and the Triassic. Part 5. A review of the classification and distribution of Permo-Triassic tetrapods. *Palaeontol. Afr.*, vol. 21, p. 15-44, tabl.
- 2) BATTAIL B. (1981). — Faunes de Vertébrés Tétrapodes et individualité paléontologique du Gondwana au Trias inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., t. XXIII, n° 6, p. 571-578, 1 fig.
- 3) BATTAIL B. (1984). — Paléoécologie et vicariance : les faunes de Vertébrés terrestres du sommet du Trias inférieur (zone à *Cynognathus*) en Afrique australe et en Amérique du Sud. *Géobios*, mém. spéc. n° 8, p. 367-372.
- 4) BONAPARTE J.F. (1966a). — Una nueva "fauna" triásica de Argentina (Therapsida : Cynodontia, Dicynodontia). Consideraciones filogenéticas y paleobiogeográficas. *Ameghiniana*, vol. 4, n° 8, p. 243-296, 29 fig., 2 pl.
- 5) BONAPARTE J.F. (1966b). — Sobre nuevos terápsidos triásicos hallados en el centro de la provincia de Mendoza, Argentina. *Acta Geol. Lilloana*, vol. 8, p. 91-100, 2 fig.
- 6) BONAPARTE J.F. (1969). — *Cynognathus minor* n. sp. (Therapsida-Cynodontia), nueva evidencia de la vinculación Faunística Afro-Sudamericana a principios del Triásico. In *Gondwana stratigraphy*. IUGS Symp. Buenos Aires 1967, Unesco, Paris, p. 273-281. 2 fig.
- 7) BONAPARTE J.F. (1970). — Annotated list of the South American Triassic Tetrapods. In *Second Gondwana Symp.*, South Africa 1970. Proc. and Papers. C.S.I.R., Pretoria, p. 665-682. 45 fig., 1 tabl.
- 8) BONAPARTE J.F. (1978). — El Mesozoico de América del Sur y sus Tetrápodos. *Opera Lilloana*, vol. 26, p. 1-596, 284 fig.
- 9) CAMP C.L., BANKS M.R. (1978). — A proterosuchian reptile from the Early Triassic of Tasmania. *Alcheringa*, vol. 2, n° 2, p. 143-158, 6 fig., 1 tabl.
- 10) CHATTERJEE S., ROY-CHOWDHURY T. (1974). — Triassic Gondwana vertebrates from India. *Ind. J. Earth Sci.*, vol. 1, part 1, p. 96-112.
- 11) COLBERT E.H. (1970). — The fossil tetrapods of Coalsack Bluff. *Antarctic J. U.S.*, vol. 5, p. 57-61.
- 12) COLBERT E.H. (1974). — *Lystrosaurus* from Antarctica. *Am. Mus. Novit.*, n° 2535, p. 1-44, 24 fig., 1 tabl.
- 13) COLBERT E.H., COSGRIFF J.W. (1974). — Labyrinthodont Amphibians from Antarctica. *Am. Mus. Novit.*, n° 2552, p. 1-30, 20 fig., 1 tabl.
- 14) COLBERT E.H., KITCHING J.W. (1975). — The Triassic Reptile *Procolophon* in Antarctica. *Am. Mus. Novit.*, n° 2566, p. 1-23, 24 fig., 2 tabl.
- 15) COLBERT E.H., KITCHING J.W. (1977). — Triassic Cynodont Reptiles from Antarctica. *Am. Mus. Novit.*, n° 2611, p. 1-30, 29 fig., 1 tabl.
- 16) COLBERT E.H., KITCHING J.W. (1981). — Scaloposaurian Reptiles from the Triassic of Antarctica. *Am. Mus. Novit.*, n° 2709, p. 1-22, 14 fig., 3 tabl.
- 17) COSGRIFF J.W. (1969). — *Blinasaurus*, a brachyopid genus from Western Australia and New South Wales. *J. R. Soc. West. Aust.*, vol. 52, part 3, p. 65-88, 11 fig., 2 tabl.
- 18) COSGRIFF J.W., HAMMER W.R. (1979). — New species of Dicynodontia from the Fremouw Formation. *Antarctic J. U.S.*, vol. XIV, n° 5, p. 30-32, 3 fig.
- 19) COSGRIFF J.W., HAMMER W.R., RYAN W.J. (1982). — The Pangaeian reptile, *Lystrosaurus maccaigi*, in the Lower Triassic of Antarctica. *J. Paleontol.*, vol. 56, n° 2, p. 371-385, 4 fig., 1 tabl.
- 20) COSGRIFF J.W., ZAWISKIE J.M. (1979). — A new species of Rhytidosteidae from the *Lystrosaurus* zone and a review of the Rhytidosteoidea. *Palaeontol. afr.*, vol. 22, p. 1-27, 5 pl., 14 fig., 2 tabl.
- 21) CURRIE P.J. (1981). — *Hovasaurus boulei*, an aquatic eosuchian from the Upper Permian of Madagascar. *Palaeontol. afr.*, vol. 24, p. 99-168, 29 fig., 4 tabl.
- 22) DAGYS A.S., ARKHIPOV Ju.V., BYČKOV Ju.M. (1979). — Stratigrafija triasovoj sistemy Severo-Vostoka Azii (Stratigraphie du Système triasique du Nord-Est de l'Asie). *Trudy inst. geol. geofiz. Akad. Nauk SSSR*, fasc. 447, p. 1-244, 16 pl., 16 fig., 12 tabl. (en russe).
- 23) GHOSH P.K., MITRA N.D. (1970). — A Review of Recent Progress in the Studies of the Gondwanas of India. In *Second Gondwana Symp.*, South Africa 1970, Proc. and Papers. C.S.I.R., Pretoria, p. 29-36, 22 pl.
- 24) HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G., WALTERS R. (1982). — A geologic time scale. Cambridge Univ. Press. p. i-xi+ 1-131, fig., tabl.
- 25) INGAVAT R., JANVIER P. (1981). — *Cyclotosaurus* cf. *posthumus* Fraas (Capitosauridae, Stereospondyli) from the Huai Hin Lat Formation (Upper Triassic), Northeastern Thailand, with a note on capitosaurid biogeography. *Geobios*, n° 14, fasc. 6, p. 711-725, 1 pl., 6 fig.
- 26) KITCHING J.W. (1977). — The Distribution of the Karroo Vertebrate Fauna. *Mem. Bernard Price Inst. Palaeontol. Res.*, n° 1, p. 1-131, 40 pl.
- 27) KUTTY T.S. (1972). — Permian reptilian fauna from India. *Nature*, vol. 237, n° 5356, p. 462-463, 2 fig.
- 28) LOZOVSKIJ V.R. (1983). — O vozraste sloev s *Lystrosaurus* v Moskovskoj sineklize (Sur l'âge des couches à *Lystrosaurus* dans la synclise de Moscou). *Dokl. AN SSSR*, vol. 272, n° 6, p. 1433-1437, 1 fig., 1 tabl. (en russe).
- 29) LOZOVSKIJ V.R., ŠIŠKIN M.A. (1974). — Pervaja nakhodka labirintodonta v nižnem triase Mangyšlaka (Première découverte d'un Labyrinthodonte dans le Trias inférieur de Mangyšlak). *Dokl. AN SSSR*, geol., vol. 214, n° 1, p. 169-172, 1 fig. (en russe).

- 30) NAKAZAWA K., KAPOOR H.M. (1979). — Correlation of the Marine Permian in the Tethys and Gondwana. *In Fourth Intern. Gondwana Symp.*, Calcutta 1977, Papers, vol. 2, p. 409-419, Pl. 154-157.
- 31) SATSANGI P.P. (1964). — A note on *Chasmatosaurus* from the Panchet Series of Raniganj Coalfield, India. *Current Science*, vol. 33, n° 21, p. 651-652. 3 fig.
- 32) THULBORN R.A. (1983). — A mammal-like reptile from Australia. *Nature*, vol. 303, n° 5915, p. 330-331. 1 fig.
- 33) THULBORN R.A. (1984). — Early Triassic reptiles of Australia. *In Third Symp. on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Short Papers*, W.E. Reif and F. Westphal Eds. p. 243-248, 3 tabl.
- 34) TRIPATHI C. (1962). — *Rhinesuchus wadii* sp. nov. : a new labyrinthodont from Vindhya Pradesh. *Rec. Geol. Surv. India*, vol. 89, part 2, p. 399-406, Pl. 5.
- 35) TRIPATHI C. (1969). — Fossil labyrinthodonts from the Panchet Series of the Indian Gondwanas. *Mem. Geol. Surv. India, New Ser.*, vol. 38, p. 1-44.
- 36) TRIPATHI C., SATSANGI P.P. (1963). — *Lystrosaurus* fauna of the Panchet Series of the Raniganj Coalfield. *Mem. Geol. Surv. India, Palaeontol. Indica, New Ser.*, vol. 37, p. 1-53, 13 pl.
- 37) WARREN A. (1985a). — Triassic Australian plagiosaurid. *J. Paleont.*, vol. 59, n° 1, p. 236-241. 6 fig.
- 38) WARREN A. (1985b). — Two long-snouted temnospondyls (Amphibia, Labyrinthodontia) from the Triassic of Queensland. *Alcheringa*, vol. 9, n° 4, p. 293-295. 3 fig.
- 39) WARREN A., BLACK T. (1985). — A new rhytidosteid (Amphibia, Labyrinthodontia) from the Early Triassic Arcadia Formation of Queensland, Australia, and the relationships of Triassic temnospondyls. *J. Vert. Paleontol.*, vol. 5, n° 4, p. 303-327, 14 fig.



Tétrapodes, Plantes et Pangée : Relance du débat sur les relations paléogéographiques Laurasia-Gondwanie

Tetrapods, plants and Pangaea : Following-up the debate on the Laurasia-Gondwana palaeogeographical relationships

par Alain BLIECK (*), Bernard BATTAIL (**) et Léa GRAUVOGEL-STAMM (***)

Résumé. — Partant de la constatation que les Reptiles fossiles ont apporté des arguments majeurs à l'hypothèse des "translations continentales" de Wegener, et donc aux essais de reconstitutions paléogéographiques en vigueur aujourd'hui, les auteurs réévaluent les apports de quelques taxons dans ce domaine : *Diictodon* du Permien terminal, *Lystrosaurus* du Trias basal, les Phytosaures et les Amphibiens Métoposaures du Trias supérieur, les Dinosaures du Trias supérieur - Jurassique basal. Ils arrivent à la conclusion que les diverses reconstitutions proposées sont inadaptées aux répartitions biogéographiques observées, à l'exception peut-être de celles qui supposent une Pangée compacte avec un espace téthysien océanique très réduit. Le schéma retenu implique une relation continentale directe via l'Asie du Sud-Est et non par l'Afrique. La reconstitution paléogéographique la plus appropriée pour le Trias étant celle d'Owen (1983), calculée sur une Terre à rayon réduit, on peut admettre que les exemples fossiles traités sont des arguments en faveur de l'expansion terrestre, comme cela avait déjà été supposé, entre autres, par Termier et Termier (1979).

Abstract. — *The fossil reptiles have been used as major arguments in the "continental translations" hypothesis of Wegener and also in the extant paleogeographical reconstructions. After that ascertaining, the authors go back to the significance of some taxa, viz., the Uppermost Permian Diictodon, Lowermost Triassic Lystrosaurus, Upper Triassic phytosaur reptiles and metoposaur amphibians, Upper Triassic-Lower Jurassic dinosaurs. They conclude that the proposed reconstructions do not fit the observed biogeographical distributions, with exception of the ones which hypothesize a compact Pangaea with a narrow oceanic Tethys area. The biogeographical scheme here retained implies a continental connection through SE-Asia, but not through Africa. The best adapted Triassic reconstruction is the one by Owen (1983) in an expanding Earth hypothesis. Our tetrapods could thus be arguments for this hypothesis, as already proposed, among others, by Termier and Termier (1979).*

I. — INTRODUCTION

On se souvient du rôle déterminant joué par les arguments paléontologiques dans l'hypothèse des translations continentales de Wegener (1915-1937). Parmi ces arguments figurait l'exemple désormais classique des représentants du genre *Mesosaurus* daté de la limite permo-carbonifère (Kuhn, 1969, p. 1-4). Ce genre, considéré comme monophylétique, comprend essentiellement deux espèces (-sœurs) réparties l'une en Améri-

que du Sud, l'autre en Afrique australe. Cette répartition, associée aux autres données de Wegener, implique de fermer l'Atlantique Sud à une époque antérieure au Permo-Carbonifère et/ou au Permo-Carbonifère (fig. 1). Les Reptiles amphibies et/ou terrestres fossiles ont donc joué un rôle non négligeable dans l'élaboration de la théorie de la dérive des continents, première étape du modèle dominant actuellement en Sciences de la Terre, la "nouvelle tectonique globale" (tectonique des plaques).

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, Sciences de la Terre, GRECO 7 du CNRS, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Muséum national d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie, UA 12 du CNRS, 8, rue Buffon, 75005 Paris.

(***) Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface du CNRS, Institut de Géologie, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

Nous proposons donc de réévaluer les implications paléogéographiques de certaines faunes de Tétrapodes entre le Permien terminal et le Jurassique basal. Les exemples seront choisis au sein des Reptiles mammaliens (Thérapsides) pour le Permien terminal (*Diictodon*) et le Trias inférieur (*Lystrosaurus*), au sein des Dinosaures, des Phytosaures et des Amphibiens Labyrinthodontes pour le Trias supérieur et le Lias. Leur répartition sera comparée à celle de quelques groupes de Vertébrés aquatiques, ainsi qu'aux provinces phyto-géographiques.

II. — PERMIEN SUPERIEUR

Le genre de Dicynodonte *Diictodon* peut être considéré comme monophylétique. Il est connu en Afrique du Sud, de la biozone à *Tapinocephalus* à la biozone à *Daptocephalus* (Permien terminal; Keyser et Smith, 1979). La seule autre partie du monde où *Diictodon* est connu est le bassin de Junggar (= Djoungarie), dans le nord du Xinjiang (= Sinkiang; Cluver et Hotton, 1979). En Chine, *Diictodon* est associé à de gros Dicynodontes, ce qui suggère un âge Permien terminal, équivalent probable de la zone à *Daptocephalus* d'Afrique du Sud.

Cette répartition très disjointe d'une forme franchement terrestre pose d'emblée un difficile problème de paléogéographie. En effet, sa présence en Djoungarie et en Afrique australe implique une relation continentale directe entre ces deux régions au Permien terminal ou avant. Or cette relation est difficilement concevable sur certaines reconstitutions paléogéographiques établies à partir de données paléomagnétiques [fig. 2 A-C d'après Mc Elhinny *et al.* (1981), Scotese *et al.* (1979), Smith *et al.* (1981)]. En effet, dans tous les cas, la distance Chine-Afrique du Sud est très grande, avec notamment la présence d'un vaste paléocéan téthysien intercalé entre continents laurasiatiques et gondwaniens, sans compter que le bloc du Xinjiang (= Tarim, fig. 2 A-C) est parfois supposé avoir été totalement isolé des autres blocs continentaux (fig. 2 B). Ce type de reconstitution ne permet donc pas de résoudre l'énigme posée par *Diictodon*. Seuls certains modèles, tel que celui des Termier (fig. 2 D d'après Termier et Termier, 1979), supposent un espace océanique téthysien suffisamment étroit pour que la distance Xinjiang-Afrique australe paraisse avoir été franchissable par *Diictodon*.

III. — LA PANGÉE A *LYSTROSAURUS* (Trias inférieur)

Lystrosaurus est le Thérapside Dicynodonte caractéristique de la biozone à *Lystrosaurus* d'âge Trias basal (Keyser et Smith, 1979). Les représentants de ce genre, considéré comme monophylétique, ont été récoltés en Afrique du Sud, en Antarctique, en Inde,

sur la plate-forme russe, au Xinjiang (Sinkiang, Chine NW), au Shansi (Shanxi, Chine du Nord) et peut-être aussi dans la région de Luang-Prabang au Laos (Battail, 1981; Colbert, 1982). La répartition géographique de *Lystrosaurus* a été hypothétiquement attribuée à divers phénomènes migratoires illustrés par la fig. 3. Dans une première hypothèse (1, fig. 3 A), l'aire d'origine de *Lystrosaurus* aurait été gondwanienne avec migration vers l'Eurasie via la région ibéro-marocaine. Objection: les *Lystrosaurus* caractérisant une biozone sont, par définition, tous contemporains; il n'y a donc pas de raison de privilégier un sens de migration. L'hypothèse 1 bis (fig. 3 A) est tout aussi possible. Dans une seconde hypothèse (2, fig. 3 A), Colbert a proposé d'isoler les blocs asiatiques, d'affinités paléogéographiques incertaines, et de les rattacher à la marge nord-gondwanienne. Ceci expliquerait la colonisation des sites chinois à partir d'une aire d'origine sud-gondwanienne. Objection: ceci n'explique pas la présence de *Lystrosaurus* en Russie, pour laquelle l'hypothèse 1 doit être ajoutée à l'hypothèse 2. Autre objection: les régions nord-atlantiques, lieu de passage envisagé pour la migration en présence d'un paléocéan téthysien large (fig. 3 A), n'ont jusqu'à présent pas fourni de Trias inférieur à *Lystrosaurus*.

Une autre solution a alors été apportée par l'un de nous (Battail, 1981, p. 574): les Lystrosaures, semi-aquatiques, auraient migré entre Chine et Gondwanie (ou l'inverse) par voie maritime en passant par le Sud-Est Asiatique qui constituait alors un archipel. Cette solution est envisageable si l'on tient compte, d'une part, de l'hypothèse de Colbert (*in* Battail, 1981) selon laquelle les Lystrosaures de Chine et de Gondwanie seraient étroitement apparentés (mais aucun schéma de relations de parenté pour l'ensemble de *Lystrosaurus* n'a encore été proposé) et, d'autre part, du schéma de Ridd (1971, 1980) selon lequel le Sud-Est Asiatique était au Trias en position géographique intermédiaire entre la Chine et la Gondwanie. Cette région, le "continent Mu" au sens de Waterhouse (*in* Waterhouse et Bonham-Carter, 1975; Termier et Termier, 1979), aurait donc servi de relais, ce qui paraît encore plus vraisemblable sur la reconstitution paléogéographique proposée par Owen (1983, carte 76).

Sur cette reconstitution en effet, ne figure plus de paléocéan téthysien large et hypothétique (à fonds océaniques non documentés) mais seulement une aire marine épicontinentale. Les divers blocs continentaux sur le modèle d'Owen (fig. 3 B) sont donc contigus comme ils l'étaient sur le modèle originel de Wegener (1915-1937; cf. Crawford, 1982). Ce schéma permet de localiser la "trace" de *Lystrosaurus* sur une Pangée compacte: cette trace correspondrait à l'aire minimale d'origine du genre (fig. 3 B). Une façon de vérifier cette répartition serait de confirmer la présence de *Lystrosaurus* au Laos où il a été signalé puis mis en doute (cf. Buffetaut, 1981; Colbert, 1982). Bien entendu, toute autre découverte sur cette voie de passage supposée serait la bienvenue!

Cependant, pour le moment, l'absence de *Lystrosaurus* dans le Trias inférieur d'Australie, et en particulier dans la Formation Arcadia du Queensland,

semble incongrue et contradictoire (Battail, 1981; Warren et Black, 1985). Elle s'explique au moins par l'âge un peu plus récent de la Formation Arcadia

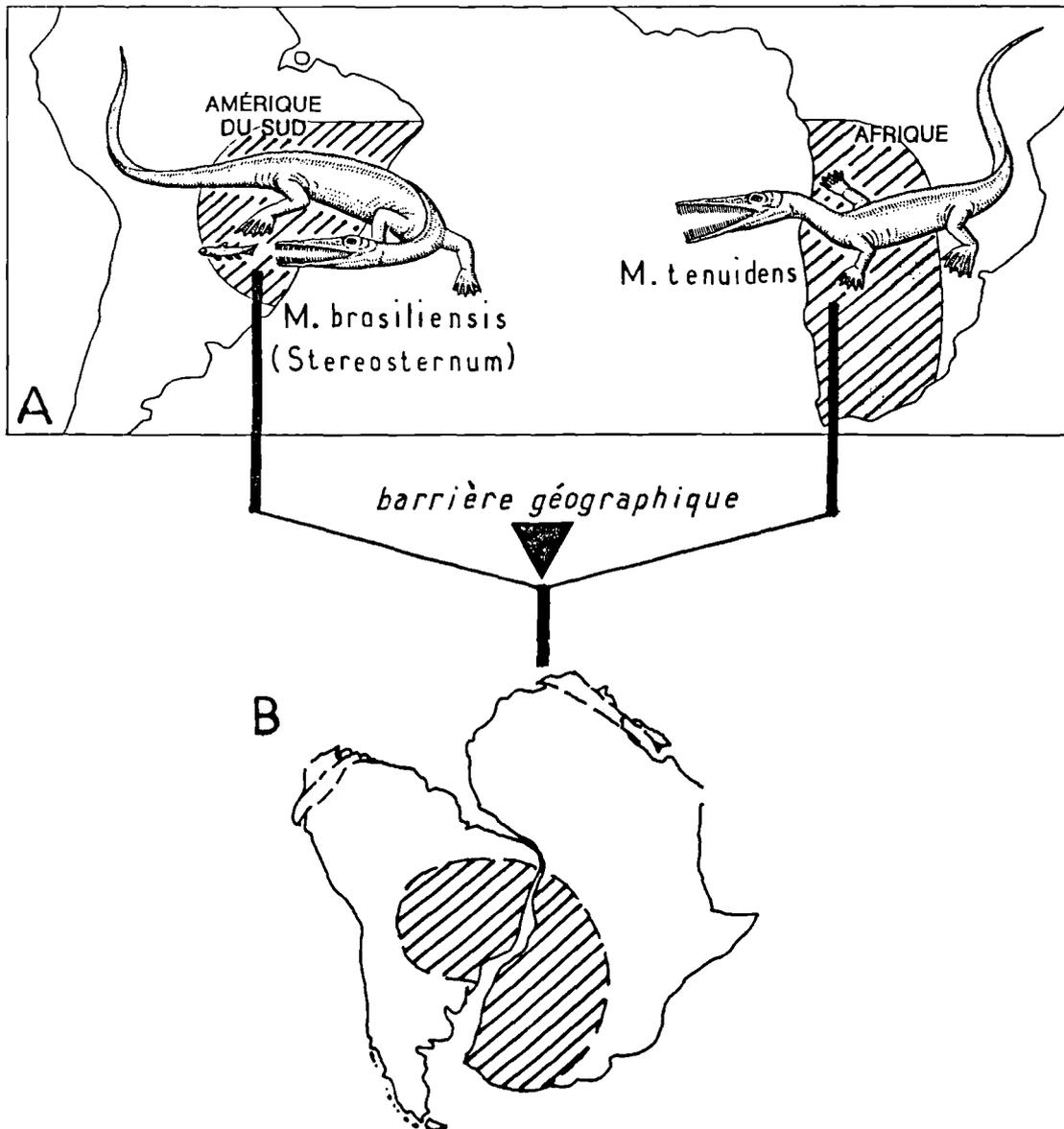


Fig. 1. — Interprétation de la répartition géographique du Reptile *Mesosaurus* par dislocation et dérive continentales.
A : répartition des espèces au Permo-Carbonifère d'après Hallam (1979) et Piveteau (1955).
B : aire d'origine de *Mesosaurus* (reconstitution d'après Owen, 1983).

Fig. 1. — Interpretation of the geographical distribution of *Mesosaurus* after continental fragmentation and drift.
A : Permo-Carboniferous distribution, after Hallam (1979) and Piveteau (1955).
B : original distribution of *Mesosaurus*, on a reconstruction by Owen (1983).

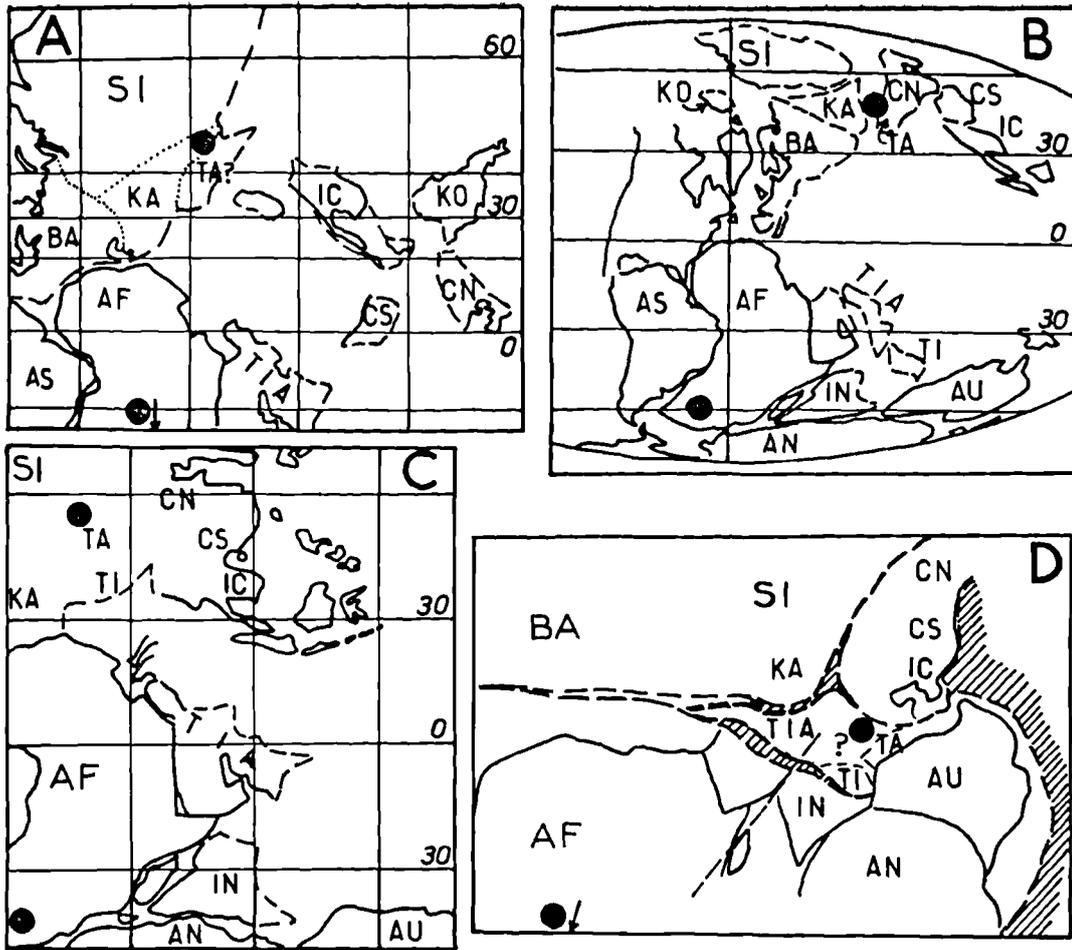


Fig. 2. — Situation des deux localités à *Diictodon* (Djouggarie et Afrique du Sud) sur quelques reconstitutions paléogéographiques mondiales au Permien supérieur d'après : A, Mc Elhinny *et al.* (1981, fig. 3) ; B, Scotese *et al.* (1979, fig. 38) ; C, Smith *et al.* (1981, carte 54) ; D, Termier et Termier (1979, fig. 36c : zones océaniques hachurées).
 Abréviations : AF, Afrique. — AN, Antarctique. — AS, Amérique du Sud. — AU, Australie. — BA, Baltica (Europe du Nord). — CN, Chine du Nord. — CS, Chine du Sud. — IC, Indochine. — IN, Inde. — KA, Kazakhstan. — KO, Kolyma. — SI, Sibirie. — TA, Tarim (Xinjiang). — TI, Tibet. — TIA, Turquie - Iran - Afghanistan.

Fig. 2. — Location of the two *Diictodon*-bearing sites (Junggar basin and South Africa) on some Upper Permian paleogeographical reconstructions after : A, Mc Elhinny *et al.* (1981, fig. 3) ; B, Scotese *et al.* (1979, fig. 38) ; C, Smith *et al.* (1981, map 54) ; D, Termier and Termier (1979, fig. 36c : oceanic areas hatched).

Fig. 3. — Interprétations de la répartition géographique du Reptile *Lystrosaurus* au Trias inférieur.

- A. - d'après Colbert, 1982 (légèrement modifié) : 1, 1 bis, 2, différentes hypothèses migratoires envisagées (explications dans le texte).
 B. - hypothèse alternative sur la reconstitution paléogéographique d'Owen, 1983 (carte 76) : en tireté, aire généralisée ("trace") de *Lystrosaurus*.
 A. Antarctique. — I, Inde. — L, Laos (?). — SA, Afrique du Sud. — SH, Shansi (Chine). — SK, Sinkiang (Chine), V, rivière Vetluga (plate-forme russe).

Fig. 3. — Various interpretations of the geographical distribution of the Lower Triassic reptile *Lystrosaurus*.

- A. - After Colbert, 1982 (slightly modified) : 1, 1 bis, 2, different migratory hypotheses (see the text).
 B. - Alternative hypothesis on the paleogeographical reconstruction by Owen, 1983 (map 76) : the track of *Lystrosaurus* is dashed-drawn.
 A, Antarctica. — I, India. — L, Laos (?). — SA, South Africa. — SH, Shansi (China). — SK, Sinkiang (China). — V, Vetluga river (russian platform).

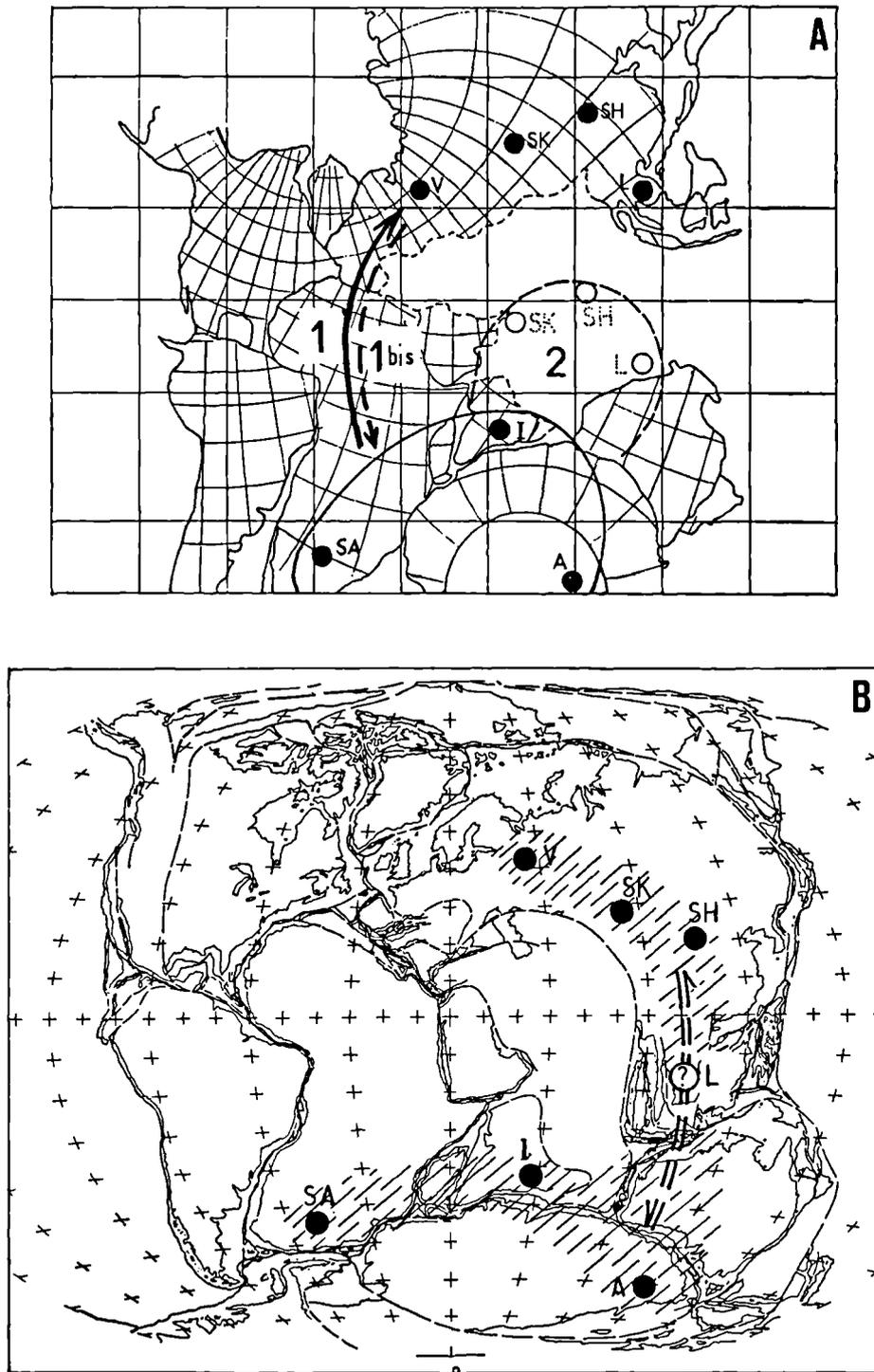


Fig. 3.

(équivalent probable de l'intervalle compris entre les biozones à *Lystrosaurus* et à *Cynognathus*: Battail, 1988), sans qu'on puisse exclure un environnement plus humide au Queensland dont la faune était dominée par les Amphibiens (Battail, 1981).

La reconstitution des lignes de rivage de l'Eotrias par Schaeffer et Mangus (*in* Martin, 1982, fig. 8 A), située sur la carte 76 d'Owen (1983), met en évidence un détroit marin entre l'Indochine et l'Australie (fig. 4), qui pourrait ne pas avoir été un obstacle à la dispersion des Lystrosaures comme le suggérait l'un de nous (Battail, 1981). Cette reconstitution permettrait également d'expliquer la répartition d'autres groupes de Vertébrés du Trias inférieur: les Dipneustes Ptychocératodontidés et Arganodontidés, connus comme les Lystrosaures de l'Eurasie à la Gondwanie mais absents des Amériques et de Sibérie (Martin, 1982), les Actinoptérygiens du genre *Perleidus*, répartis, au Nord, de la Colombie Britannique à la Chine et, au Sud, de l'Angola à Madagascar (Beltan, comm. pers.) (*). Cette aire à Lystrosaures - Dipneustes - *Perleidus* est alors incluse dans trois des provinces phytogéographiques de l'Eotrias: les province eurasiatique, cathaysienne et gondwanienne [fig. 4 d'après Wang Ziqiang (1985); Grauvogel-Stamm (à paraître)].

IV. — TRIAS SUPERIEUR - JURASSIQUE BASAL

Un autre ensemble de Tétrapodes d'âge triasique amène au même type de réflexion. Dutuit (1983) a remarqué que les Stégocéphales Métoposaures et les Reptiles Phytosaures, connus uniquement au Trias supérieur, se répartissent en deux aires géographiques distinctes, l'une septentrionale, laurasiatique (Amérique du Nord, Europe, Maroc), l'autre méridionale, gondwanienne (Madagascar, Inde) (fig. 5 A). Dès lors, ces Tétrapodes étant habituellement considérés comme typiquement continentaux (semi-aquatiques et dulcicoles), « il paraît actuellement impossible d'élucider quelle put être l'origine géographique de ces Stégocéphales et Reptiles, comme aussi leurs direction et sens de dispersion » (Dutuit, 1983, p. 1466). Pour expliquer cette répartition, l'auteur avance donc l'hypothèse selon laquelle ils étaient capables d'affronter des milieux « franchement marins, littoraux ou sujets à des invasions marines » (*Ibid.*, p. 1467). Cette hypothèse vient d'être reprise par l'un de nous (Battail, 1986): ce sont les zones littorales qui auraient été les voies de migration privilégiées de ces Tétrapodes.

En outre, la plupart des familles de Dinosaures du Trias supérieur - Jurassique basal présentent une répartition très proche de celle des Métoposaures-Phytosaures

(*) Il semblerait d'après cette répartition (fig. 4) que les exigences écologiques de *Perleidus* aient été peu strictes: *Perleidus* a en effet été récolté soit en milieu franchement marin (Colombie Britannique, Spitsberg), soit en milieu continental (Angola entre autres).

(Battail, 1986, fig. 1-8): ils ont été récoltés, d'une part, en Amérique du Nord - Europe occidentale - Maroc, d'autre part, en Amérique du Sud - Afrique australe - Inde, avec quelques formes en Chine du Sud (fig. 6). On peut supposer que ces animaux franchement terrestres ont migré, comme les Métoposaures-Phytosaures, le long des rivages de la Téthys.

Cependant, d'autres données sont susceptibles de modifier cette hypothèse, à savoir les découvertes de

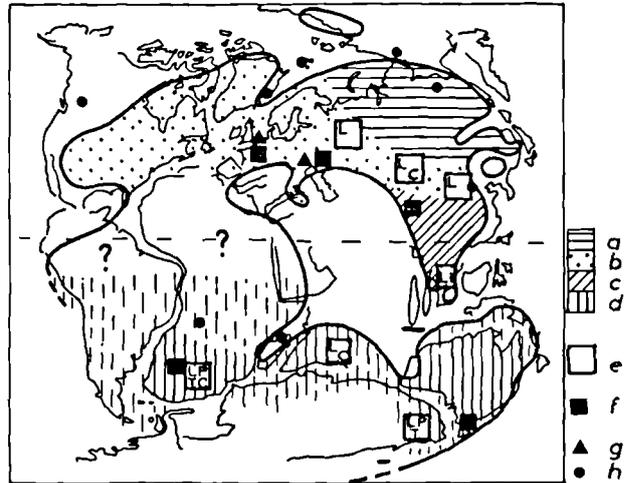
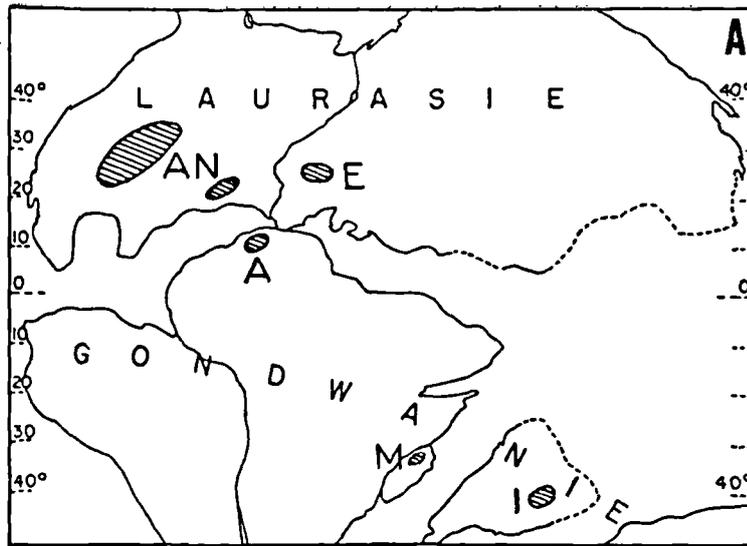


Fig. 4. — Essai de paléogéographie pour le Trias inférieur. a-d, provinces phytogéographiques (d'après Wang Ziqiang, 1985 et Grauvogel-Stamm, à paraître): a, province angarienne (Sibérie); b, province aride eurasiatique; c, province cathaysienne (b+c = aire euro-sinienne); d, province gondwanienne. — e, sites à Tétrapodes (d'après fig. 3 et Battail, 1981): L, *Lystrosaurus*; P, *Procolophon*; T, *Thrinaxodon*; C, *Chasmatosaurus*. — f, sites à Dipneustes Ptychocératodontidés. — g, sites à Dipneustes Arganodontidés (d'après Martin, 1982). — h, sites à *Perleidus* (d'après Beltan, comm. pers.).

Cadre paléogéographique d'après Owen, 1983 (carte 76); lignes de rivages d'après Schaeffer et Mangus (*in* Martin, 1982, fig. 8A; v. aussi Cox, 1973, fig. 3).

Fig. 4. — Tentative Lower Triassic paleogeography. a-d, phytogeographic provinces (after Wang Ziqiang, 1985 and Grauvogel-Stamm, to be published): a, angarian (siberian) province; b, arid eurasiatic province; c, cathaysian province (b+c = euro-sinian area); d, gondwanian province. — e, Tetrapod localities (after fig. 3 and Battail, 1981): L, *Lystrosaurus*; P, *Procolophon*; T, *Thrinaxodon*; C, *Chasmatosaurus*. — f, localities with ptychoceratodontid dipnoans. — g, localities with arganodontid dipnoans (after Martin, 1982). — h, *Perleidus* localities (after Beltan, pers. comm.).

Paleogeographical framework after Owen, 1983 (map 76), shore-lines after Schaeffer and Mangus (*in* Martin, 1982, fig. 8A; see also Cox, 1973, fig. 3).



a b

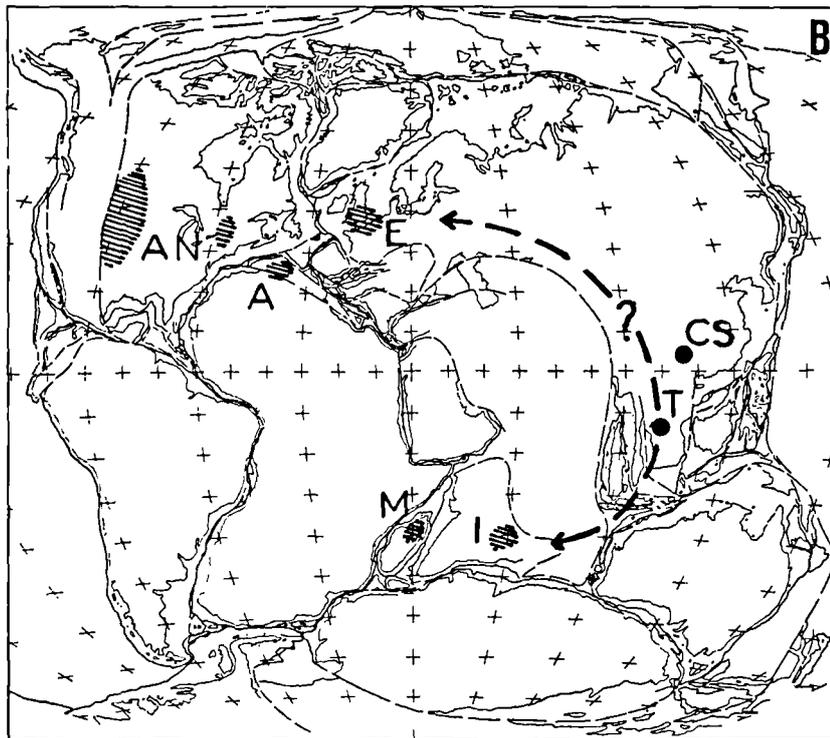


Fig. 5. — Répartition géographique des faunes à Phytosaures-Métoposaures au Trias supérieur.

A. - d'après Dutuit (1983).

B. - d'après Dutuit (1983) et Battail (1986) sur la reconstitution paléogéographique d'Owen, 1983 (carte 76).

a, gisements de Phytosaures + Métoposaures. — b, Phytosaures sans Métoposaures.

A, Atlas (Maroc). — AN, Amérique du Nord. — CS, Chine du Sud. — E, Europe. — I, Inde. — M, Madagascar.
T, Thaïlande.

Fig. 5. — Upper Triassic distribution of the phytosaurs-metoposaur faunas.

A. - after Dutuit (1983).

B. - after Dutuit (1983) and Battail (1986), re-drawn on the palaeogeographical reconstruction of Owen, 1983 (map 76).

a, localities with phytosaurs + metoposaurids. — b, localities with phytosaurs.

A, Atlas (Morocco). — AN, North America. — CS, South China. — E, Europe. — I, India. — M, Madagascar.
T, Thailand.

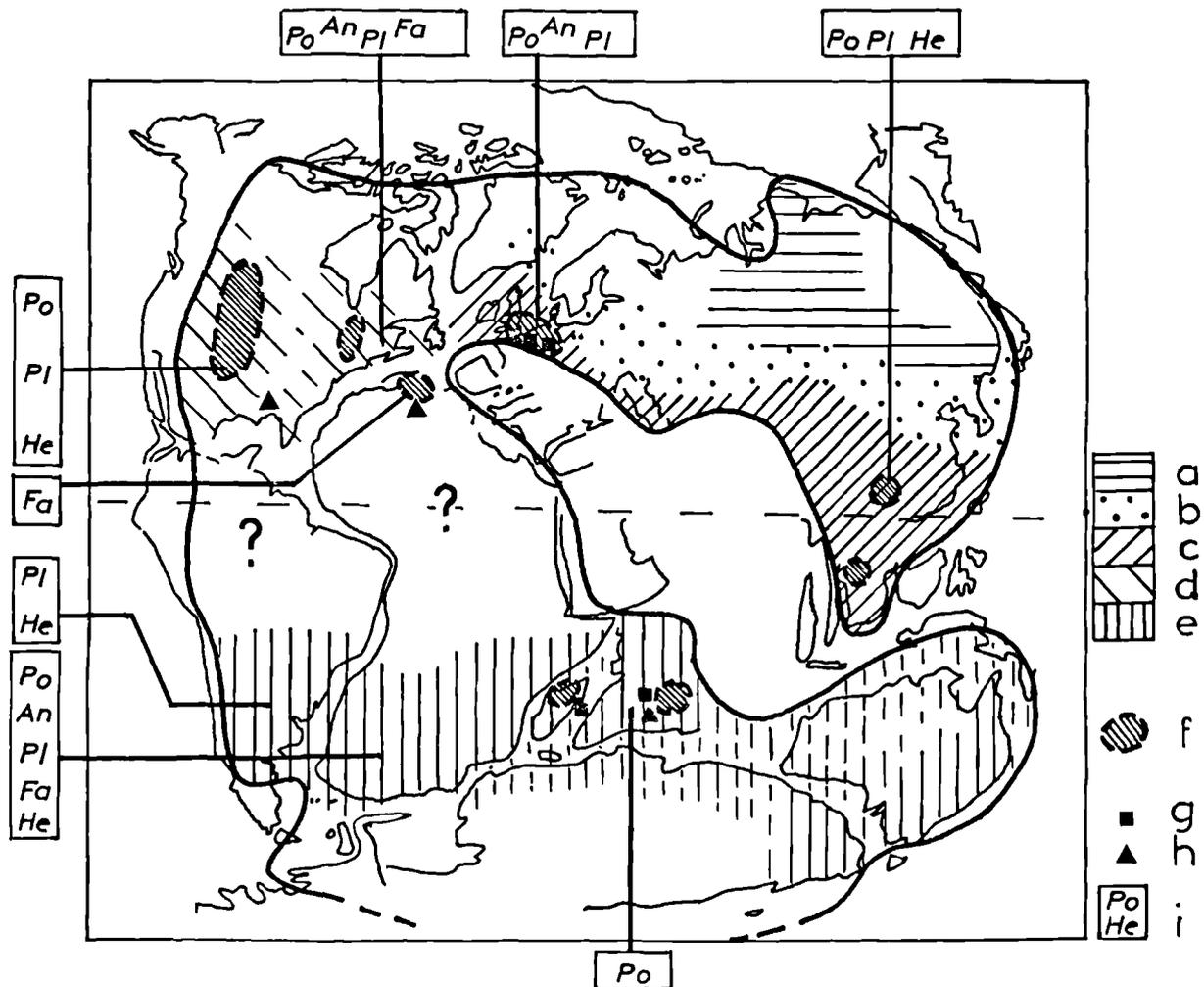


Fig. 6. — Essai de paléogéographie pour le Trias supérieur - Jurassique basal.

a-e, provinces phytogéographiques d'après Grauvogel-Stamm (à paraître) : a, flore sibérienne (ouraliennne) ; b, ceinture Groenland-Japon ; c, ceinture Iran-Vietnam (b+c = aire euroéo-sinienne) ; d, flore nord-américaine ; e, flore gondwanienne. — f, sites à Métoposaures-Phytosaures (d'après fig. 5). — g, sites à Dipneustes Ptychocératodontidés. — h, sites à Dipneustes Arganodontidés (d'après Martin, 1982). — i, sites à Dinosaurés du Trias supérieur - Jurassique basal (d'après Battail, 1986, fig. 1, 4, 5, 7, 8) : Po, Podokésauridés ; An, Anchisauridés ; Pl, Platéosauridés ; Fa, Fabrosauridés ; He, Hétérodontosauridés.

Cadre paléogéographique d'après Owen, 1983 (carte 76), lignes de rivages d'après Cox (in Martin, 1982, fig. 8B).

Fig. 6. — Tentative Upper Triassic - Lowermost Jurassic paleogeography.

a-e, phytogeographic provinces after Grauvogel-Stamm (to be published) : a, siberian (Ural-type) flora ; b, Greenland-Japan belt ; c, Iran-Vietnam belt (b+c = euro-sinian area) ; d, north american flora ; e, gondwanian flora. — f, metoposaurs-phytosaurs localities (after fig. 5). — g, localities with ptychoceratodontid dipnoans. — h, localities with arganodontid dipnoans (after Martin, 1982). — i, Upper Triassic - Lowermost Jurassic dinosaur-bearing localities (after Battail, 1986, fig. 1, 4, 5, 7, 8) : Po, podokesaurids ; An, anchisaurids ; Pl, plateosaurids ; Fa, fabrosaurids ; He, heterodontosaurids.

Paleogeographical framework after Owen, 1983 (map 76), shore-lines after Cox (in Martin, 1982, fig. 8B).

Phytosaures dans le Trias de Chine du Sud et d'une faune à Phytosaures et Stégocéphales (*Cyclotosaurus*) proches des formes du Norien d'Allemagne dans le Trias de Thaïlande (Buffetaut, 1981 ; Ingavat et Janvier, 1981 ; Buffetaut et Ingavat, 1982 ; Sun *et al.*, 1985). Les Vertébrés aquatiques (Dipneustes et Actinoptérygiens) récoltés avec ces Tétrapodes offrent également de nombreuses affinités avec les formes contemporaines d'Europe (Martin et Ingavat, 1982 ; Martin, 1986).

Placées sur la reconstitution d'Owen (1983), les localités à Métoposaures et Phytosaures semblent alors se répartir suivant une " province " biogéographique (fig. 5 B) du même type que la " province " à *Lystrosaurus* du Trias inférieur (fig. 3 B). Dans ce schéma, les Phytosaures du Sud-Est asiatique (Thaïlande, Chine du Sud) jouent le même rôle " stratégique " que le Lystrosauré supposé du Laos. Comme pour le Trias inférieur, la reconstitution des lignes de rivage du Trias supérieur par Cox (*in* Martin, 1982, fig. 8 B) laisse apparaître un détroit marin entre Indochine et Australie par où auraient pu passer les Tétrapodes (Dinosaures, Métoposaures, Phytosaures) ainsi que les Vertébrés aquatiques (Actinoptérygiens et Dipneustes ; fig. 6). Comme pour le Trias inférieur, l'ensemble Amérique du Sud - Afrique (au sud de l'accident sud-atlasique), dépourvu de Tétrapodes et de Dipneustes, aurait joué le rôle de barrière géographique, à moins que cette absence corresponde seulement à un manque de données.

V. — PROVINCES FLORISTIQUES ET PANGÉE D'OWEN

Suite à la démonstration par la paléozoologie des avantages présentés par la reconstitution paléogéographique d'Owen (1983) comparée à d'autres comme celle de Smith *et al.* (1981) par exemple, il était intéressant de tester cette reconstitution en y reportant aussi les provinces floristiques du Trias (fig. 4, 6). Une comparaison de ces répartitions reportées sur les deux types de reconstitution, ceci particulièrement pour le Trias supérieur dont les flores sont mieux connues, montre des différences en ce qui concerne la zonation végétale par rapport aux paléolatitudes. Sur la reconstitution d'Owen, en effet, les zones paléofloristiques recoupent les paléolatitudes, du moins en Eurasie, alors que sur la reconstitution de Smith *et al.* (Grauvogel-Stamm, à paraître, fig. 12), elles sont parallèles aux paléolatitudes. Sur ce point, la reconstitution de Smith *et al.* (1981) semble donc mieux convenir.

La reconstitution d'Owen paraît cependant plus adéquate en ce qui concerne la position plus méridionale du Sud-Est asiatique et particulièrement du Sud de la Chine. La flore du Trias supérieur de cette région, appelée flore à *Dictyophyllum-Clathropteris*, est en effet caractérisée par une abondance de Cycadales, Benne-titales et Diptéridacées dont le caractère tropical est difficilement conciliable avec une situation à des paléo-

latitudes de 30° à 50° telle que le montrent les reconstitutions de Smith *et al.* (1981) ou de Westphal (1976 ; Grauvogel-Stamm, 1978). Vozenin-Serra (1986, p. 176, fig. 5, 6) a souligné ce problème et a conclu qu'au Trias supérieur, le Sud-Est asiatique devait avoir une position plus méridionale, sensiblement comparable à sa situation actuelle. Encore maintenant, on y trouve des Diptéridacées, cette famille de fougères tropicales qui y caractérisait déjà la flore au Trias supérieur. Cependant, d'autres régions, tel que le continent gondwanien, particulièrement l'Amérique du Sud (Herbst, 1979), la bordure nord de la Téthys et le Groenland, où le Trias supérieur contient aussi des Diptéridacées, sont également situées à des paléolatitudes élevées, posant le problème de l'extension des zones tropicales à cette époque. D'après Herbst (1975), dans l'hémisphère sud, ces fougères se trouvent également entre les paléolatitudes 30° et 50°. Leur distribution, qui est donc parfaitement symétrique par rapport à l'équateur, est certainement liée à une similitude des conditions climatiques et semble indiquer que le climat tropical s'étendait plus loin vers le nord et vers le sud que maintenant. L'analyse de la répartition des Diptéridacées fossiles semble démontrer que de ce point de vue la reconstitution de Smith *et al.* (1981) convient mieux, du moins en partie, que la reconstitution d'Owen. La distribution de ces fougères fossiles y est en effet plus homogène que sur le modèle d'Owen où elles sont réparties dans des zones paléolatitudinales trop différentes.

La proximité du Sud-Est asiatique et du continent gondwanien par l'intermédiaire de l'Australie, telle qu'elle est présentée sur la reconstitution d'Owen, permet en revanche d'expliquer les échanges floristiques entre ces régions au Paléozoïque supérieur et au Mésozoïque inférieur (Vozenin-Serra, 1980, 1986). Cette proximité a cependant dû être relative car les flores cathaysiennes du Trias supérieur sont très différentes des flores gondwaniennes contemporaines, même si des genres typiques du Trias gondwanien tels que *Dicroidium* ou *Yabeiella* (identification qu'il sera très important de confirmer) y ont été signalés occasionnellement (Zhang Wu *et al.*, 1983).

En conclusion, la situation plus méridionale du Sud-Est asiatique et sa proximité par rapport au continent gondwanien telles qu'elles sont présentées sur la reconstitution d'Owen (1983) permettent d'expliquer plus aisément, d'une part, l'épanouissement précoce de la flore tropicale à Diptéridacées dans cette région et, d'autre part, les échanges sporadiques avec la flore de l'hémisphère sud. En revanche, la forte inclinaison de l'Eurasie semble moins bien s'accorder avec la zonation floristique du Trias supérieur.

La largeur de l'espace téthysien n'a jamais été discutée à propos des répartitions floristiques mais certaines données paraissent également indiquer qu'il était moins vaste que sur la reconstitution de Smith *et al.* (1981). Le large domaine à flore mixte mis en évidence dans le Permien de la bordure nord-téthysienne est peut-être l'un de ces indices. Or actuellement, cette zone

est considérée comme une preuve de l'existence d'un continent formé d'une mosaïque de plaques, situé en avant des Terres gondwaniennes à partir duquel auraient dérivé l'Iran, la Turquie et les territoires cathaysiens (Vozenin-Serra, 1986). La découverte, en outre, de microfiores caractéristiques du Permien et du Trias de la Laurasia dans des bassins gondwaniens bordant la Téthys (Salt Range, Inde, Madagascar, Ouest de l'Australie : Schopf et Askin, 1980) semble également indiquer que cet océan était moins vaste que sur la reconstitution de Smith *et al.* (1981).

Très récemment, Chatterjee et Hotton (1986) ont remis en cause la position de l'Inde et proposé une nouvelle reconstitution de la Pangée, qui diffère sensiblement aussi bien de celle de Smith *et al.* (1981) que de celle d'Owen (1983). Dans l'hypothèse de Chatterjee et Hotton, en effet, l'Inde est voisine de la Somalie et se trouve tectoniquement en relation avec l'Asie. Toutefois, la reconstitution de Chatterjee et Hotton s'accorde avec celle d'Owen sur un point important, l'étroitesse de la Téthys, avec pour conséquence une liaison possible entre l'Australie et l'Asie du Sud-Est par l'intermédiaire des îles de la Sonde.

CONCLUSIONS

1) Le titre de cette note et ses conclusions paléogéographiques peuvent paraître en désaccord avec le thème de la réunion spécialisée dans lequel elles s'inscrivent. En effet, si on peut parler de Gondwanie au vu de certaines données, notamment paléophytogéographiques et paléoclimatiques (flore à *Glossopteris-Dicroidium*, faune à *Eurydesma*, v. par exemple Dickins, 1985), on ne peut que conclure à l'existence d'une Pangée compacte, "laurasiaticogondwanienne", au vu d'autres données telles que celles de la paléoherpétologie du Permien au Jurassique.

Même si de nombreuses incertitudes subsistent quant à l'aire de répartition de certains Tétrapodes triasiques, il nous semble que la présence de part et d'autre de la Téthys, d'une part des Lystrosaures et autres Reptiles Thérapsides au Trias inférieur et d'autre part des Phytosaures, Métoposaures et Dinosaures au Trias supérieur, est un bon argument pour supposer une relation continentale directe entre Laurasia et Gondwanie. Cependant, si habituellement on invoque une voie de migration à travers l'Afrique, celle par l'Indochine et l'Australie nous semble plus vraisemblable à cause des quelques restes de Tétrapodes récoltés au Laos et au Vietnam. Et même si le Reptile mammalien de Luang Prabang, au Laos, est mal daté et mal décrit (Buffetaut, 1986, p. 38), il peut malgré tout servir de test à notre hypothèse sur l'existence de relations terrestres directes entre provinces laurasiatiques et gondwaniennes, par l'Est (le Sud-Est asiatique) plutôt que par l'Ouest (les régions nord-atlantiques).

La reconstitution paléogéographique à laquelle cette hypothèse s'adapte le mieux est celle qui a été proposée par Owen (1983) car elle montre un contact entre

l'Indochine et l'Australie. La répartition des herpétofaunes triasiques, telle qu'elle est connue actuellement, apporte donc, à notre avis, une série d'arguments qui parleraient en faveur de l'expansion globale de la Terre puisque la reconstitution d'Owen a été calculée pour un globe dont le rayon au Trias était réduit de 20 % par rapport à l'actuel.

2) Ce schéma est de toute façon en contradiction avec l'existence d'une Téthys océanique large telle qu'elle est classiquement restituée dès le Trias et le Lias (Dietz et Holden, 1970; Smith *et al.*, 1981; Dercourt *et al.*, 1985; Sengör et Hsü, 1986). Sur la Pangée à *Lystrosaurus*, la Téthys devait être réduite et ne représenter qu'une mer essentiellement épicontinentale (fig. 4, 6). Les géologues Zhang Zh. M. *et al.* (1984) admettent que la répartition des Lystrosaures pose un problème tectonique important qui suggère que la Téthys triasique a dû être une petite mer intercontinentale ou marginale, qui est peut-être devenue un grand océan au Jurassique supérieur. L'existence d'une Téthys océanique large est d'ailleurs de plus en plus contestée par nombre de paléobiogéographes, que ce soit au Trias ou après (Sahni *et al.*, 1982; Gayet *et al.*, 1986; v. aussi Stöcklin, 1983, 1984; Chatterjee, 1986), sans parler des nombreux problèmes soulevés par une éventuelle "Paléotéthys" anté-triasique (ceci est d'ailleurs vrai de la plupart des espaces paléocéaniques, Pacifique inclus: Vachard, 1980; Lelièvre, 1984; Blicek, 1988).

En revanche, ces conclusions ne sont pas en désaccord avec notamment celles de Hahn (1986): l'Indochine, considérée par nous comme un intermédiaire géographique terrestre entre Laurasia et Gondwanie au Trias, aurait subi entre le Permien supérieur et le Jurassique inférieur les trois phases de l'orogénèse indosinienne (puis celles de l'orogénèse himalayenne) mais en domaine *intra-cratonique*. Et si "Paléotéthys" il y eut dans cette région, elle était de toute façon fermée *avant* le Trias, au cours d'une phase orogénique varisque tardive (Helmcke, 1986).

3) Enfin, comme l'ont fait remarquer MM. J. Fabre et J. Sougy, la découverte éventuelle d'herpétofaunes triasiques similaires en Afrique occidentale et/ou centrale, où l'on peut supposer l'existence de Trias sous l'épaisseur des sédiments récents, viendrait relancer le débat en favorisant de nouveau une relation par l'Ouest. On constaterait alors que les herpétofaunes triasiques avaient une répartition "circum-Téthys". Cette répartition demanderait à être confrontée à celle des faunes et microfaunes marines de la Téthys épicontinentale, comme l'a suggéré M^{me} G. Termier.

Remerciements. — MM. F. Meilliez (Le Mans), P. Janvier et J.M. Dutuit (Paris) ont bien voulu relire et commenter notre manuscrit que M^{me} R. Netter (Villeneuve d'Ascq) a dactylographié. L. Beltan (Paris) nous a communiqué la répartition géographique du genre *Perleidus* (fig. 4). Un relecteur anonyme des *Annales* nous a également fait un certain nombre de remarques constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BATTAIL B. (1981). — Faunes de Vertébrés Tétrapodes et individualité paléontologique du Gondwana au Trias inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 23. (6), p. 571-578.
- 2) BATTAIL B. (1986). — Paléobiogéographie des Dinosaurés du Trias et de la base du Jurassique. In Les Dinosaurés, de la Chine à la France (Coll. intern. Toulouse, 1985). Musée Hist. nat. Toulouse édit., p. 45-64.
- 3) BATTAIL B. (1988). — Biostratigraphie des formations permotriasiques continentales à Vertébrés Tétrapodes et biogéographie du Gondwana. In Aspects de la Géologie du Gondwana. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVII, p. 37-44.
- 4) BLIECK A. (1988). — Problèmes actuels en paléontologie des Vertébrés paléozoïques. In fasc. spéc. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVI, (4), p. 343-358.
- 5) BUFFETAUT E. (1981). — Eléments pour une histoire paléobiogéographique du Sud-Est Asiatique : l'apport des Vertébrés fossiles continentaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 23 (6), p. 587-593.
- 6) BUFFETAUT E. (1986). — The paleobiogeographical significance of the Mesozoic continental vertebrates from South-East Asia. In Buffetaut E., Jaeger J.J. et Rage J.C. eds., Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est asiatique... *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147 (1984), p. 37-42.
- 7) BUFFETAUT E. et INGAVAT R. (1982). — Phytosaur remains (Reptilia, Thecodontia) from the Upper Triassic of north-eastern Thailand. *Géobios*, 15 (1), p. 7-17.
- 8) CHATTERJEE S. (1986). — The drift of India : a conflict in plate tectonics. In Buffetaut E., Jaeger J.J. et Rage J.C. eds., Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est asiatique... *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147 (1984), p. 43-48.
- 9) CHATTERJEE S. et HOTTON N. (1986). — The paleoposition of India. *Jl. Southeast Asian Earth Sci.*, 1 (3), p. 145-189.
- 10) CLUVER M.A. et HOTTON N. (1979). — The dicynodont genus *Diictodon* (Reptilia, Therapsida) and its significance. In 4th Intern. Gondwana Symp. (Calcutta, 1977), Papers. vol. I. p. 176-183.
- 11) COLBERT E.H. (1982). — The distribution of *Lystrorhynchus* in Pangaea and its implications. In Buffetaut E., Janvier P., Rage J.C. et Tassy P. eds., Phylogénie et Paléobiogéographie, Livre Jubil. R. Hoffstetter. *Géobios*, Mém. spéc., 6, p. 375-383.
- 12) COX C.B. (1973). — Triassic Tetrapods. In Hallam A. ed., Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier publ., Amsterdam, p. 213-223.
- 13) CRAWFORD A.R. (1982). — The Pangaeon paradox : where is it ? *Jl. Petrol. Geol.*, 5 (2), p. 149-160.
- 14) DERCOURT J. et al. (1985). — Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. In Fourcade E. ed., Paléobiogéographie de la Téthys. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 1 (5), p. 637-652.
- 15) DICKINS J.M. (1985a). — Palaeobiofacies and palaeobiogeography of Gondwanaland from Permian to Triassic. In Nakazawa K. et Dickins J.M. eds., The Tethys. her paleogeography and paleobiogeography from Palaeozoic to Mesozoic. Tokai Univ. Press, Tokyo, p. 83-92.
- 16) DICKINS J.M. (1985b). — Late Palaeozoic glaciation. *Bur. Min. Res. Jl. Australas. Geol. Geophys.*, 9, p. 163-169.
- 17) DIETZ R.S. et HOLDEN J.C. (1970). — Reconstruction of Pangaea : breakup and dispersion of continents. Permian to present. *Jl. Geophys. Res.*, 75 (26), p. 4939-4956.
- 18) DUTUIT J.M. (1983). — Homogénéité et répartition des Métoposauridés et Phytosauridés sont-elles en relation avec les espaces marins du Trias supérieur ? *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 296 (II), p. 1465-1468.
- 19) GAYET M., RAGE J.C. et RANA R.S. (1986). — Nouvelles ichtyofaune et herpétofaune de Gitti Khadan, le plus ancien gisement connu du Deccan (Crétacé/Paléocène) à microvertébrés. Implications paléogéographiques. In Buffetaut E., Jaeger J.J. et Rage J.C. eds., Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est asiatique... *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147, p. 55-65.
- 20) GRAUVOGEL-STAMM L. (1978). — La flore du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France) : morphologie, anatomie, interprétation phylogénique et paléogéographique. *Sci. Géol. Mém.*, 50, 225 p.
- 21) GRAUVOGEL-STAMM L. (à paraître). — Triassic flora and phytogeography of the world. In Moullade M. et Nairn A.E.M. eds., Phanerozoic geology of the World. Elsevier publ., Amsterdam.
- 22) HAHN L. (1986). — The Indosinian orogeny in Thailand and adjacent areas. In Buffetaut E. et al., eds., *op. cit.*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147, p. 71-82.
- 23) HALLAM A. (1979). — Les fossiles, témoins de la dérive des continents. In La dérive des continents - La tectonique des plaques. Bibl. Pour la Science, Belin édit., Paris, p. 201-210.
- 24) HERBST R. (1975). — Consideraciones sobre las Dipteridaceae (Filices) del Gondwana. *Actas I Congr. Argent. Paleont. Biostratigr. (Tucuman, 1975)*, 1, p. 525-535.
- 25) HERBST R. (1979). — Review of Australian Dipteridaceae. *Pr. Linn. Soc. NSW*, 105 (1), p. 7-21.
- 26) HELMCKE D. (1986). — The orogenic evolution (Permian-Triassic) of central Thailand. Implications on paleogeographic models for mainland SE-Asia. In Buffetaut E. et al. eds., *op. cit.*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147, p. 43-91.
- 27) INGAVAT R. et JANVIER P. (1981). — *Cyclotosaurus* cf. *posthumus* Fraas (Capitosauridae, Stereospondyli) from the Huai Hin Lat Formation (Upper Triassic), Northeastern Thailand, with a note on capitosaurid biogeography. *Géobios*, 14 (6), p. 711-725.
- 28) KEYSER A.W. et SMITH R.M.H. (1979). — Vertebrate biozonation of the Beaufort Group with special reference to the western Karoo Basin. *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 12, p. 1-35.

- 29) KUHN O. (1969). — Proganosauria, Balosauria, Placodontia, Araeoscelidia, Trilophosauria, Weigeltisauria, Millerosauria, Rhynchocephalia, Protosauria. Handbuch der Paläoherpetologie, G. Fischer Verlag, Stuttgart, 9, 74 p.
- 30) LELIEVRE H. (1984). — *Antineosteus lehmani* n. gen., n. sp., nouveau Brachythoraci du Dévonien inférieur du Maroc présaharien. Remarques sur la paléobiogéographie des Homostéides de l'Emsien. *Ann. Paléont.*, 70 (2), p. 115-158.
- 31) MARTIN M. (1982). — Nouvelles données sur la phylogénie et la systématique des Dipneustes post-paléozoïques. Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. In Buffetaut E., Janvier P., Rage J.C. et Tassy P. eds., *Phylogénie et Paléobiogéographie*. Livre Jubil. R. Hoffstetter. *Geobios*, Mém. spéc. 6, p. 53-64.
- 32) MARTIN M. (1986). — The actinoptérygian scales and teeth (Pisces) from the continental Upper Triassic of Thailand, their paleogeographical significance. In Buffetaut E. et al., eds, *op. cit.*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147, p. 101-105.
- 33) MARTIN M. et INGAVAT R. (1982). — First record of an Upper Triassic ceratodontid (Dipnoi, Ceratodontiformes) in Thailand and its palaeogeographical significance. *Geobios*, 15 (1), p. 111-114.
- 34) Mc ELHINNY M.W., EMBLETON B.J.J., MA X.H. et ZHANG Z.K. (1981). — Fragmentation of Asia in the Permian. *Nature*, 293, p. 212-216.
- 35) OWEN H.G. (1983). — Atlas of continental displacement 200 million years to the present. Cambridge Earth Sci. Ser., 159 p., 76 cartes.
- 36) PIVETEAU J. (1955). — Mesosauria. In Piveteau J. ed., *Traité de Paléontologie*, 5 (Amphibiens - Reptiles - Oiseaux), Masson édit., Paris, p. 409-411.
- 37) RIDD M.F. (1971). — South-East Asia as a part of Gondwanaland. *Nature*, 234 (5331), p. 531-533.
- 38) RIDD M.F. (1980). — Possible Palaeozoic drift of SE Asia and Triassic collision with China. *Jl. Geol. Soc. London*, 137 (5), p. 635-640.
- 39) SAHNI A., KUMAR K., HARTENBERGER J.L., JAEGER J.J., RAGE J.C., SUDRE J. et VIANEY-LIAUD M. (1982). — Microvertébrés nouveaux des trapps du Deccan (Inde) : mise en évidence d'une voie de communication terrestre probable entre la Laurasia et l'Inde à la limite Crétacé-Tertiaire. In Biogéographie et tectonique des plaques (Brest, 1982). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 24 (5-6), p. 1093-1099.
- 40) SCHOPF J.M. et ASKIN R.A. (1980). — Permian and Triassic floral biostratigraphic zones of southern land masses. In Dilcher D.L. et Taylor T.N. eds., *Biostratigraphy of fossil plants. Successionnal and palaeoecological analysis*. Dowden, Hutchinson et Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania. p. 119-152.
- 41) SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. et ZIEGLER A.M. (1979). — Paleozoic base maps. *Jl. Geol.*, 87 (3), p. 217-277.
- 42) SENGÖR A.M.C. et HSÜ K.J. (1986). — The Cimmerides of Eastern Asia : history of the eastern end of Palaeo-Tethys. In Buffetaut E. et al. eds., *op. cit.*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147, p. 139-167.
- 43) SMITH A.G., HURLEY A.M. et BRIDEN J.C. (1981). — Phanerozoic palaeocontinental world maps. Cambridge Earth Sci. Ser., Cambridge Univ. Press, 102 p., 88 cartes.
- 44) STÖCKLIN J. (1983). — Himalayan orogeny and Earth expansion. In Carey S.W. ed., *Expanding Earth Symp.* (Sydney, 1981), Univ. Tasman. publ., p. 119-130.
- 45) STÖCKLIN J. (1984). — The Tethys paradox in plate tectonics. In Van der Voo R., Scotese C.R. et Bonhommet N. eds., *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*. *Geodyn. Ser.* 12, Amer. Geophys. Un. publ., Washington DC, p. 27-28.
- 46) SUN Ailin, CUI Guihai, LI Yuhe et WU Xiaochun (1985). — A verified list of Lufeng saurischian fauna. *Vertebr. PalAsiatica*, 23 (1), p. 1-12.
- 47) TERMIER H. et TERMIER G. (1979). — Histoire de la Terre. Presses Univ. Fr., Paris, 430 p.
- 48) VACHARD D. (1980). — Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur : les données afghanes. Biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. *Doc. Trav. I.G.A.L.*, 2, 463 p.
- 49) VOZENIN-SERRA C. (1980). — Sur les rapports entre provinces floristiques au Paléozoïque supérieur. 105° Congr. Nat. Soc. Sav. (Caen, 1980), *Sciences*, 1, p. 81-98.
- 50) VOZENIN-SERRA C. (1986). — Etat de nos connaissances sur les flores du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque du Sud-Est asiatique. Interprétations paléogéographiques. In Buffetaut E. et al., eds., *op. cit.*, *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 147 (1984), p. 169-181.
- 51) WANG Ziqiang (1985). — Palaeovegetation and plate tectonics : palaeophytogeography of North China during Permian and Triassic times. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 49 (1/2), p. 25-45.
- 52) WARREN A. et BLACK T. (1985). — A new rhytidosteid (Amphibia, Labyrinthodontia) from the Early Triassic Arcadia Formation of Queensland, Australia, and the relationships of Triassic temnospondyls. *Jl. Vert. Paleont.*, 5 (4), p. 303-327.
- 53) WATERHOUSE J.B. et BONHAM-CARTER G.F. (1975). — Global distribution and character of Permian biomes based on brachiopod assemblages. *Canad. Jl. Earth Sci.*, 12 (7), p. 1085-1146.
- 54) WEGENER A. (1915). — Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. *Samml. View.*, 23, 94 p.
- 55) WEGENER A. (1937). — La Genèse des Continents et des Océans. Théorie des translations continentales Nizet et Bastard édit., Paris, 236 p.
- 56) WESTPHAL M. (1976). — Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thèse Doctorat Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 304 p.
- 57) ZHANG Wu, ZHEN Shaolin et CHANG Shaoquan (1983). — Studies on the Middle Triassic Plants from Linjia Formation of Benxi, Liaoning Province. *Bull. Shenyang Inst. Geol. et Miner. Resources, Chinese Acad. Geol. Sci.*, 8, p. 88-89.
- 58) ZHANG Zh.M., LIU J.G. et COLEMAN R.G. (1984). — An outline of the plate tectonics of China. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, p. 295-312.

Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique moyen des bordures Nord et Est gondwaniennes. Bilan et perspectives

Palaeobiogeography of the Middle Jurassic ammonites on the Northern and Eastern margins of the Gondwanaland.

Present state and future prospects

par Jacques THIERRY (*)

Résumé. — Une analyse critique de la distribution géographique des ammonites du Jurassique moyen de la bordure nord et nord-est gondwanienne (ou sud-téthysienne) est développée à partir de données fauniques du Bajocien, Bathonien, Callovien de l'Afrique du Nord, du Moyen-Orient, de l'Afrique de l'Est, des Indes et de Madagascar. Les résultats obtenus sur la bordure nord-téthysienne (ou eurasienne) servent de base pour définir un certain nombre de contraintes qui dépendent du matériel ammonitique proprement dit, des modèles paléogéographiques proposés, des méthodes qualitatives et/ou quantitatives utilisées et du niveau local, régional ou global auquel sont menées les études.

L'écologie et l'histoire évolutive des taxons sont les facteurs essentiels contrôlant la distribution géographique des ammonites. Ces constatations conduisent alors à reconnaître, d'une part, des taxons dont la distribution est essentiellement contrôlée par des contraintes écologiques (par exemple, la profondeur et l'étendue des aires marines) et, d'autre part, des taxons dont la distribution et l'histoire évolutive sont essentiellement liées à des événements géologiques (existence de barrières géographiques).

Le Moyen-Orient apparaît comme une région très particulière où dominent des faunes endémiques adaptées à la vie sur des plates-formes épicontinentales peu profondes et qui représentent certainement un "biome". L'abondance de formes adaptées à la vie en eaux plus profondes permet de souligner à divers moments l'importance des influences océaniques du "biome" téthysien en Afrique du Nord et dans les régions africano-indo-malgaches. Dans ces dernières, l'existence de faunes endémiques, apparemment non liées à des conditions écologiques, semble plutôt due à leur histoire évolutive.

Quelques modèles paléogéographiques récents sont discutés et des perspectives de recherches sont proposées.

Abstract. — A critical analysis of the geographical distribution of Middle Jurassic ammonites on the Northern and North-eastern Gondwanian (or South-Tethyan) margin is conducted upon Bajocian-Bathonian-Callovian faunal data from North Africa, Middle East, East Africa, India and Madagascar. The results obtained on the North Tethyan (or Eurasian) margin are pointed out to define some constraints which depend, of the properly so called ammonites stock, of the proposed palaeogeographic maps, of the qualitative or quantitative methods used and of the local, regional or global level of the investigations.

The ecology and the evolutive history of the taxa are the main factors which control the geographical distribution of the ammonites. These results allow to recognize, on one hand, the taxa which distribution is mainly controlled by ecological constraints (e.g. deep or shallow marine environments) and, on the other hand, the taxa which distribution and evolutive history depend of geological events (e.g. geographical barriers).

The Middle East appears as a peculiar area where endemic taxa, adapted to shallow platforms overcome the other ammonites and certainly clearly characterize a "bioma". The large number of taxa adapted to deep oceanic environments allows to underline at various time the action of the "tethyan bioma" on North Africa and Africano-Indo-Malagasy areas. In these last areas the existence of endemic faunas are apparently not linked to ecological constraints but certainly connected with their evolutive history.

Some recent palinspastic reconstructions are discussed and future prospects are proposed.

(*) Centre des Sciences de la Terre et UA n° 157, Université de Bourgogne, 6, Bd Gabriel, 21100 Dijon (France).

I. — INTRODUCTION

La distribution géographique des ammonites est utilisée depuis plus d'un siècle pour reconnaître des provinces fauniques dans les temps mésozoïques. Mais ce n'est que depuis une vingtaine d'années, à la suite du renouveau des concepts de mobilité continentale et de tectonique globale, que ces céphalopodes ont pris une place importante en paléobiogéographie. Les publications abondent et il serait inopportun de toutes les citer ici ; on se reportera donc aux plus synthétiques et aux plus récentes qui comportent une bibliographie exhaustive (10, 19, 21, 26, 27, 28, 32, 33, 55, 57, 58).

Jusqu'alors, les différents exemples traités par les auteurs intéressent plutôt la marge eurasiennne de la Téthys (bordure nord-téthysienne) et les mers épicontinentales qui la prolongent vers le Nord ; ceci tient essentiellement à une assez bonne connaissance des faunes d'ammonites et de la paléogéographie de ces régions. Sur la marge gondwanienne (bordure sud-téthysienne), les données sont bien moins précises. Abondantes et relativement connues dans certaines régions classiques (Afrique du Nord, Moyen-Orient, Madagascar, Indes), mais trop souvent très dispersées dans l'espace et dans le temps, ces faunes d'ammonites nécessitent encore d'importantes études avant de pouvoir être utilisées de façon fiable en biogéographie : taxons endémiques d'affinités incertaines et inconnus sur la marge nord-téthysienne, position stratigraphique précise et corrélations avec la marge nord, etc... De plus, la paléogéographie de la bordure sud-téthysienne est encore l'objet de nombreuses controverses, même en ce qui concerne la situation des éléments cratoniques majeurs : position relative de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Afrique, plus ou moins grande ouverture de la Téthys orientale, etc...

Cependant, même s'ils apparaissent très ponctuels, plusieurs travaux récents concernant des monographies d'ammonites du Jurassique moyen de la marge gondwanienne, des essais de corrélations stratigraphiques entre celle-ci et la marge eurasiennne et tout un ensemble de modèles paléogéographiques, méritent une discussion. En m'appuyant sur les résultats très prometteurs obtenus sur la marge nord et en utilisant une méthodologie cohérente, je voudrais dresser ici un bilan et proposer des perspectives de recherches pour une meilleure connaissance des ammonites sud-téthysiennes et leur utilisation dans les reconstructions paléospastiques.

II. — METHODES, CONTRAINTES ET LIMITES. BIOGEOGRAPHIE DES AMMONITES

A la suite des travaux les plus récents (10, 19, 20, 57, 58), il apparaît que les données brutes tirées de la distribution géographique des ammonites ne fournissent pas d'arguments absolus, ni pour délimiter et

reconnaître les " provinces fauniques ", ni pour corroborer les " reconstructions paléospastiques " proposées à partir de données strictement géologiques. Au moins quatre types de contraintes peuvent agir.

1) Contraintes liées au matériel ammonitique.

a) Variabilité et systématique.

Une connaissance, la plus précise possible, de la systématique des groupes d'ammonites ainsi que la distribution stratigraphique des taxons, leur variabilité et leur évolution constituent les éléments de base indispensables sinon essentiels à toute utilisation biogéographique. L'intérêt des monographies paléontologiques, tant régionales que systématiques est donc indéniable, mais celles-ci ne doivent plus être une fin en soi ; elles doivent servir à constituer des " objets " fiables pouvant être utilisés ensuite au niveau de l'évolution, de la paléoécologie et de la biogéographie. Tout dénigrement de telles recherches, souvent cataloguées de " paléontologie descriptive " ou de " paléontologie stratigraphique ", serait une grave erreur ; dorénavant, il faut aller au-delà. Un manque certain de telles monographies des ammonites des régions sud-téthysiennes se fait sentir actuellement.

b) Evolution et vicariance.

Parmi les taxons d'ammonites jurassiques, certains ont une histoire évolutive commune qui dépend d'une même succession d'événements de type vicariant, c'est-à-dire d'événements d'ordre paléogéographique comme par exemple la mise en place de barrières émergives ou océaniques scindant ou limitant les aires d'extension. Tel est le cas de certaines familles d'Ammonitina boréales du Lias moyen et du Jurassique moyen de la bordure nord-téthysienne et de l'Eurasie, qui constituent alors des " biota " (17, 18, 19, 21, 57, 58) ; les causes profondes de la mise en place de ces deux entités biogéographiques étant différentes, le " biota " liasique n'est pas homologue au " biota " du Jurassique moyen. Dans ce dernier, les ammonites qui lui sont caractéristiques (Kosmoceratidae, Cardioceratidae, etc...) n'atteignent jamais la marge sud-téthysienne ; elles sont alors d'excellents " marqueurs " du " biota boréal " et de la marge nord-téthysienne. Il est alors préférable d'abandonner le terme de " province (ou domaine) boréale ", au profit de celui de " biota " qui exprime la cause dominante de la distribution géographique.

Dans l'état actuel de nos connaissances, de tels exemples n'ont pas encore été décrits sur la marge sud-téthysienne. On sait seulement que certaines sous-familles (Eucycloceratinae au Callovien moyen, Mayaitinae à l'Oxfordien) et certains genres ou espèces (*Macrocephalites triangularis*, *M. formosus* au Callovien inférieur) sont endémiques aux régions indo-malgaches (55, 56) alors que les autres taxons du même groupe sont connus dans toute la Téthys, aussi bien sur la marge sud que la marge nord. Même si les causes de

ces distributions limitées ne sont pas encore connues, rien n'empêche de les utiliser comme indices de ce qu'on peut encore appeler la "province indo-malgache".

c) Paléocéologie.

D'autres taxons ont une morphologie et une distribution qui sont manifestement plus largement contrôlées par des contraintes écologiques que par des contraintes historiques; ils constituent alors un "biome" où ils sont regroupés selon des analogies écologiques. Les taxons d'un même biome possèdent alors en commun un certain nombre de caractéristiques morphofonctionnelles identiques ou complémentaires.

Les Ammonitina à suture simplifiée rentrent dans cette catégorie; l'aspect "cératitique" de leur ligne de suture et la morphologie oxycône ou platycône avec ornementation souvent forte seraient les signes d'une adaptation à la vie en eaux peu profondes (43, 59). Les Clydoniceratidae, au Bajocien - Bathonien - Callovien et les Proplanulitinae au Callovien inférieur et moyen, entrent dans cette catégorie (21). Certains genres de ces deux famille et sous-famille sont restreints à l'une ou à l'autre des plates-formes superficielles eurasiennne et gondwanienne où ils constituent d'assez bons marqueurs. *Thamboceras* (Bajocien moyen et supérieur), *Thambites*, *Brankampia* (Bathonien inférieur) et *Pseudoclydoniceras* (Callovien inférieur et moyen) sont des Clydoniceratidae exclusivement sud-téthysiens tout comme certains Proplanulitinae du Callovien moyen (*Obtusicoelites*, *Kinkeliniceras*, etc...).

Inversement, d'autres ammonites, les Phylloceratina et Lytoceratina, à suture très complexe et ornementation réduite, semblent intimement liées aux environnements pélagiques les plus profonds des marges nord et sud téthysiennes où elles sont en proportions élevées par rapport aux Ammonitina (1, 57, 58, 61). Sur les plates-formes européennes et gondwaniennes, ces proportions s'inversent au profit des Ammonitina, allant même, dans beaucoup de cas, jusqu'à l'absence complète des *Phylloceratina-Lytoceratina* au sein d'une faune ammonitique. Assez bien étudiée en Eurasie, cette distribution des *Phylloceratina-Lytoceratina* l'est encore de façon trop partielle en Gondwanie (35, 61); leur présence ou leur absence ainsi que leur importance aux Indes, à Madagascar, en Afrique de l'Est et au Moyen-Orient nous renseigne cependant sur l'existence et la proximité des régions océaniques profondes de la Téthys méridionale.

2) Contraintes liées aux supports paléogéographiques.

Les données fauniques sont reportées sur des supports paléogéographiques (cartes palinspastiques) établis le plus souvent à partir de données physiques (paléomagnétisme, géologie structurale, géologie sédimentaire, etc...). Pour l'Eurasie et la marge nord-téthysienne, des modèles très élaborés ont été proposés dernièrement

(15) et déjà largement soumis aux critiques des paléontologistes, dont les ammonitologues. Pour la marge sud-téthysienne, une telle précision n'est pas encore atteinte même si les reconstitutions les plus récentes et les plus détaillées en tiennent partiellement compte (15). Cependant, malgré quelques différences quant à la position relative des masses continentales (situation respective de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Afrique; plus ou moins grande ouverture de la Téthys), toutes les reconstitutions montrent que la Gondwanie est encore une réalité au Jurassique moyen.

Dans les tout premiers essais (23, 60) ou dans les plus récentes reconstructions palinspastiques (44, 52), en passant par les multiples propositions diffusées depuis plus de deux décennies (4, 7, 16, 46, 47, 49, 50, 41, 62), Amérique du Sud, Afrique - Arabie, Antarctique, Indes, Madagascar, Australie, Nouvelle-Zélande et Nouvelle-Guinée forment encore un vaste ensemble cratonique entre — 180 M.A. (limite Toarcien-Aalénien) et — 140 M.A. (limite Oxfordien-Kimméridgien).

Durant toute cette période, la Gondwanie est bordée au Nord et à l'Est par l'Océan téthysien qui, enfoncé en coin entre elle et l'Eurasie, détermine alors une bordure nord-téthysienne ou eurasiennne et une bordure sud-téthysienne ou gondwanienne. Ces deux bordures, ou marges téthysiennes, sont occupées par des mers épicontinentales; celles-ci, en contact à l'Ouest à la hauteur de l'Europe occidentale et de l'Afrique du Nord (Téthys occidentale) sont au contraire plus largement séparées à l'Est (Téthys orientale).

On verra plus loin, que malgré un manque évident d'observations, celles dont on dispose actuellement permettent de pencher pour l'un ou l'autre des modèles proposés.

3) Contraintes liées aux méthodes d'études.

Ce n'est que trop récemment que les observations fauniques sont conduites avec le double point de vue qualitatif (critère de présence-absence) et quantitatif (critère de proportions entre les divers taxons). Bien souvent, il n'est tenu compte que du critère présence-absence, d'où la reconnaissance d'entités biogéographiques hiérarchisées du type "domaine", "province", "sous-province", "centre endémique", dont les limites fluctuent en fonction du (ou des) groupe(s) d'ammonites reconnus et en fonction du chercheur. Par exemple, la présence exclusive des Cardioceratidae et Kosmoceratidae, sur l'Europe boréale, successivement au Bajocien et au Bathonien, est un argument décisif pour délimiter une "province boréale"; mais, au Callovien (9, 42, 55), l'extension vers le Sud de ces deux familles et leur mélange avec des faunes téthysiennes a conduit à distinguer une "province Subboréale" et une "province Subméditerranéenne" qui n'ont pas de réalité tangible (19, 57). Au sein d'une faune, la présence de ces taxons boréaux avec des proportions souvent inférieures à 1 % joue cependant

un très grand rôle pour les corrélations biostratigraphiques entre l'Europe du Nord et l'Europe méridionale ou pour reconnaître l'appartenance de microplaques à la marge nord-téthysienne (10, 21, 58).

Sur la bordure gondwanienne, les approches qualitatives ont amené la distinction d'entités multiples qui ne sont pas désignées par des termes biogéographiques et dont l'extension et le nom varient considérablement en fonction des auteurs : "détroit trans-érythréen", "province érythréenne", "province éthiopienne", "province indo-malgache", "province arabo-malgache", etc... (2, 3, 28, 29, 33, 34, 55, 63). Quant aux approches quantitatives, elles sont pratiquement inexistantes. Cependant, les rares cas décrits montrent clairement des différences fondamentales existant notamment entre l'Afrique du Nord (30) et l'Afrique de l'Est (61); par exemple, les Phylloceratida, considérés jusqu'alors comme d'excellents marqueurs de la "province téthysienne", sont pratiquement absents du Moyen-Orient, rares aux Indes mais assez abondants à Madagascar et en Afrique du Nord, alors qu'ils dominent en Afrique de l'Est. On verra plus loin les possibilités offertes par les approches quantitatives pour discuter les différences existant entre les faunes de Madagascar et celles de la péninsule indienne.

4) Contraintes liées au niveau des investigations.

Une hiérarchie des observations et une notion d'échelle d'approche sont fondamentales. L'utilisation et l'interprétation des résultats de l'analyse des faunes d'ammonites dans un but biogéographique doit obligatoirement tenir compte de leur valeur locale, régionale ou globale. Au niveau local (échantillons ou populations, dans le contexte de l'affleurement), les observations portent sur le complexe spécifique et les processus concernés sont d'ordre microévolutif et autécologique; au niveau régional, les peuplements, les écosystèmes et l'environnement font intervenir la synécologie et, suivant le niveau taxinomique, soit des processus microévolutifs, soit des processus macroévolutifs. Enfin, la paléobiogéographie traditionnelle intervient au niveau global; elle met en œuvre des processus macroévolutifs et aboutit à la délimitation des "biomes" et des "biotas" ou, en l'absence de causalité reconnue, des unités classiques telles que les "domaines" et les "provinces".

Seuls les niveaux supérieurs (global et régional) ont jusqu'ici retenu l'attention pour la simple raison qu'ils débouchent sur des résultats parfois spectaculaires illustrés dans toutes les publications parues depuis deux décennies. Il serait pourtant primordial de développer quelques études locales qui restent le seul moyen de mieux expliciter certaines causes de la distribution des organismes, notamment l'action des conditions physiques du milieu. Il n'existe aucun exemple gondwanien d'étude locale et les rares études régionales sont trop dispersées (1, 25, 61). Les quelques cas traités en

Eurasie sont souvent plus régionaux que locaux mais, étant très riches d'enseignement (8, 12, 13, 14, 24, 11, 57, 58), ils doivent servir de modèles.

III. — DISCUSSION DE QUELQUES RESULTATS DE LA BORDURE GONDWANIENNE

1) Le Moyen-Orient.

Dès les premières études, les auteurs ont été frappés par l'originalité et l'homogénéité des faunes de cette région qui, du Bajocien au Callovien, montrent un fort endémisme. Plusieurs monographies récentes sur les faunes israéliennes (30, 40, 45) et une vaste étude en cours sur l'Arabie centrale (travaux sous presse de Enay et Mangold) viennent compléter les observations du Djebel Moghara au Sinaï (22), du Djebel Tuwaïq en Arabie Saoudite (2) et du Mont Hermon en Syrie (31).

En plus des problèmes d'endémisme déjà largement exposés (10, 27, 28), il faut remarquer qu'au sein de ces faunes, les ammonites à suture "simplifiée", ou "cératitique", sont particulièrement abondantes (*Thamboceratidae*, *Clydoniceratidae*) alors que celles à suture complexe (*Lytoceratidae*, *Phylloceratidae*) sont très rares, voire absentes. Au Callovien moyen et supérieur par exemple (fig. 1), certaines faunes du Negev (30) ou d'Arabie sont à 100 % endémiques et dominées par les *Pachyceratidae*, des *Perisphinctidae* à suture simplifiée et les *Clydoniceratidae* à suture "cératitique"; les *Lytoceratidae* - *Phylloceratidae* et de rares taxons plus ubiquistes ne représentent que quelques unités (données inédites aimablement communiquées par Mangold, Nancy).

Il semble que des conditions écologiques particulières, liées à une paléogéographie de type plates-formes superficielles soient les causes profondes de cette distribution (43, 59). Nous serions alors en présence d'un "biome" dont l'extension correspondrait à la persistance, depuis le Bajocien jusqu'au Callovien, sur la bordure du massif arabo-nubien, de biotopes particuliers où se développeraient ces ammonites; il semble qu'à partir du Jurassique supérieur, ces conditions soient modifiées car la faune ammonitique est alors composée de formes plus ubiquistes (31).

Quelques ammonites à "suture cératitique" débordent ces régions, soit en direction de l'Afrique du Nord (*Ermoceras* et *Thamboceras* au Bajocien supérieur), soit vers Madagascar (*Micromphalites* au Bathonien supérieur, *Pseudoclydoniceras* au Callovien). Elles n'ont alors qu'une faible signification biogéographique en Afrique du Nord où elles sont largement dominées par des faunes plus ubiquistes; au contraire, à Madagascar où elles sont très abondantes, elles soulignent le caractère épicontinental de la transgression mésozoïque. Rappelons qu'au Toarcien (Lias supérieur) les *Bouleiceratinae* ont tenu ce rôle sur toute la bordure gondwanienne, atteignant même la péninsule Ibérique. Dans

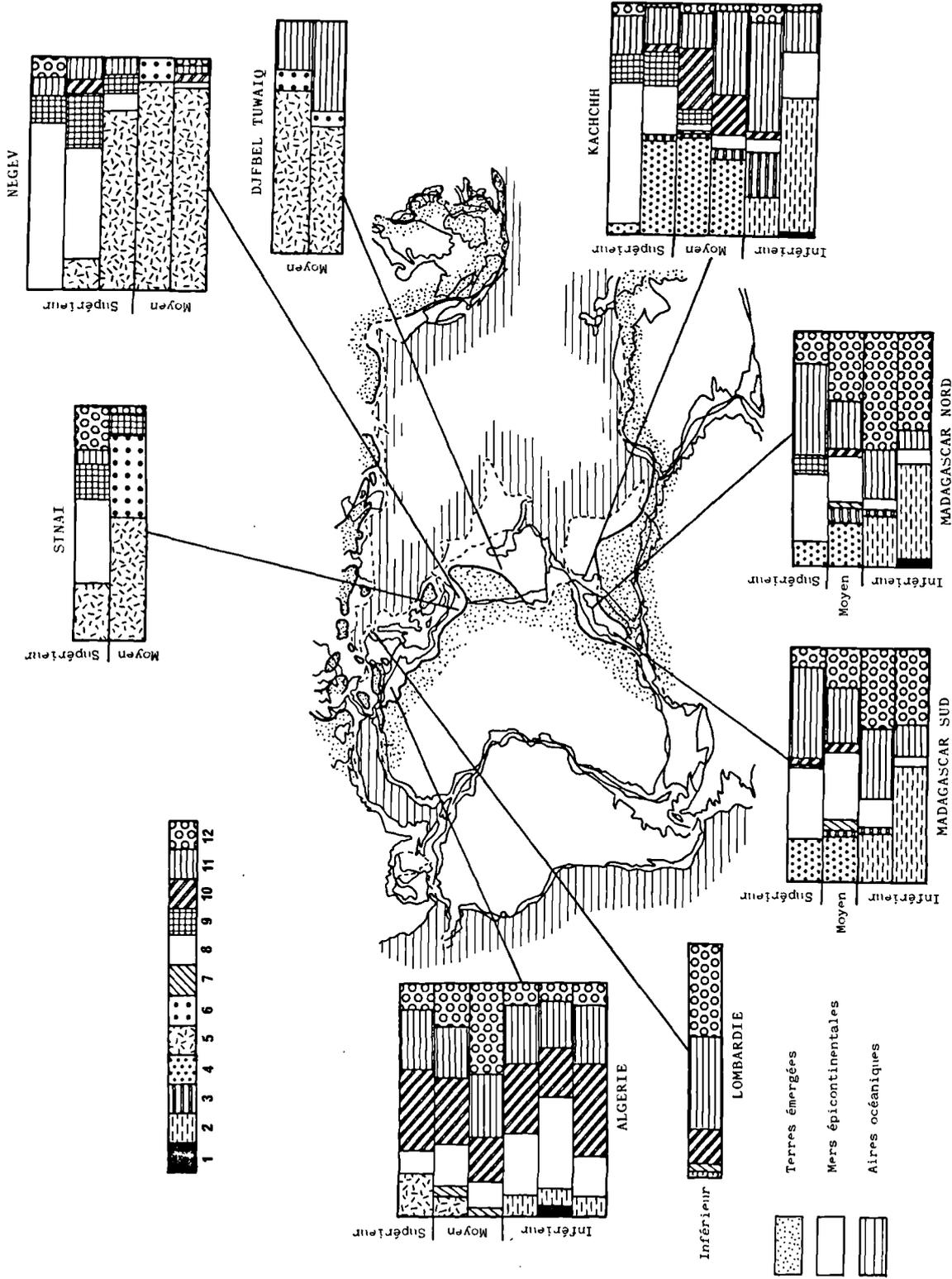


Fig. 1. — Exemples de distribution d'ammonites sur la bordure gondwaniennne au Callovien (Jurassique moyen).
 Taxons ubiquistes : 1. Tullitidae ; 2. Macrocephalitinae ; 7. Phyliticeratinae ; 8. Oppelinae - Hectioceratinae ; 9. Peltoceraatidae et Aspidoceraatidae ; 10. Reineckeidae ; 11. Perisphinctidae. — Taxons à cloisons cératitiques (biome israelo-arabe) : 6. Clydomiceratidae. — Taxons à cloison simplifiée (biome israelo-arabe et marge nord-africaine) : 5. Pachyceratidae. — Taxons endémiques aux régions indo-malgaches : 3. Eucycloceratinae ; 4. Proplanulitinae. — Taxons du biome téthysien : 12. Lytoceratinae et Phylloceratinae.
 Paléogéographie modifiée d'après Smith, Hurley et Briden, 1981. Chaque spectre représente 100 % de la faune d'une unité biostratigraphique (zone) ; à l'intérieur, chaque famille est représentée par ses proportions (pourcentage) au sein de la faune.

tous les cas, ce sont d'excellents marqueurs biostratigraphiques permettant les corrélations. Aucune citation de ces ammonites à suture cératitique n'a été confirmée aux Indes, ce qui témoigne vraisemblablement de conditions "moins superficielles", mais peut-être aussi d'un manque de documents.

D'autres familles, à suture simplifiée, tels les Pachyceratidae et certains Perisphinctidae, abondent au Callovien dans le "biome" israélo-arabe où ils dépassent fréquemment 60 % de la faune ammonitique (fig. 1). Les Pachyceratidae, qui ont sans doute leur origine dans ces régions (28), s'étendent largement vers le Nord sur l'Eurasie alors qu'ils sont extrêmement rares à Madagascar (11) et aux Indes (39); leur présence en faible proportion en Ethiopie (63) ne soulignerait en fait que l'extension maximum vers le sud des influences du "biome israélo-arabe". Leur grande rareté dans les régions indo-malgaches, si on admet que ces ammonites sont liées à des environnements peu profonds, pourrait s'expliquer par l'absence de telles conditions; aucun argument géologique décisif ne vient à l'appui de cette supposition.

2) Les régions africano-indo-malgaches.

Une certaine homogénéité et quelques particularités des faunes d'ammonites de l'Afrique de l'Est (Kenya et Tanzanie), de l'Ouest des Indes (Kachchh) et de la côte ouest de Madagascar ont toujours suggéré le regroupement de ces éléments cratoniques et la reconnaissance d'une "province indo-malgache". Déjà bien individualisée au Lias supérieur avec la distribution du genre *Bouleiceras* (33), ce n'est qu'à partir du Callovien que ce domaine faunique prend toute sa réalité pour persister de façon plus ou moins nette pendant tout le reste du Mésozoïque.

Malgré les excellentes monographies du début de ce siècle sur les Indes (53), l'Afrique de l'Est (54), Madagascar (11), et quelques travaux plus récents (36, 61), les données sont encore très incomplètes tant pour la biostratigraphie et les corrélations, que pour la composition qualitative et quantitative des faunes d'ammonites. Cependant, plusieurs points sont clairement établis.

L'endémisme indo-malgache n'est pas, ou très peu, marqué au Bajocien et au Bathonien inférieur et moyen; ces deux étages sont aussi les moins bien connus. Le Bajocien, reconnu au Kenya, montre une faune à affinités européennes dominée par les Phylloceratidae et Lytoceratidae (54, 61) qui laisse supposer des environnements assez profonds, ou tout au moins la proximité d'aires océaniques en liaison avec la Téthys. La récente découverte de quelques rares ammonites du Bajocien-Bathonien dans la presqu'île de Kachchh, aux Indes (48) confirme que cette région n'est marquée par aucun endémisme et montre une absence totale des Phylloceratidae-Lytoceratidae. A Madagascar, quelques Ammonitina bajociennes, banales, non

accompagnées de Phylloceratidae, ont été rapportées du Nord-Ouest de l'île (Bassin de Diégo-Suarez); par contre, ces dernières abondent au Bathonien moyen dans cette région, à côté d'Ammonitina ubiquistes (11).

Avec le Bathonien terminal, et surtout au Callovien, un endémisme croissant s'installe sur les régions indo-malgaches (fig. 1). Dans ce dernier étage, il est marqué par des espèces ou des sous-espèces appartenant à des genres ou familles ubiquistes tels que les Macrocephalitidae du Callovien inférieur (38, 56). Au Callovien moyen, les Eucycloceratinae sont uniquement présents aux Indes et à Madagascar; ils sont accompagnés par certains Périssphinctidae (*Obtusicostites*, *Kinkeliniceras*, etc...). Particuliers à ces régions, ils représentent sans doute un rameau latéral, évoluant sur place, sans rapport phylétique avec les Proplanulitinae européens (6, 21, 57, 58). Pour ces taxons, l'endémisme indo-malgache est encore inexplicable; aucun argument n'est décisif en faveur, soit d'un endémisme écologique (leur morphologie est très comparable aux taxons européens), soit d'un endémisme historique (le groupe dont ils dérivent n'est pas encore désigné de façon indiscutable).

Il reste que dans ces régions africano-indo-malgaches, la distribution des Phylloceratidae-Lytoceratidae suscite quelques remarques. On a déjà signalé plus haut la disparité de proportions existant entre les faunes bajociennes du Kenya et de Kachchh; ce même phénomène se retrouve au Bathonien-Callovien entre les Indes et Madagascar. Dans tous les gisements de la grande île, les Phylloceratidae pullulent, totalisant parfois jusqu'à plus de 50 % de la faune; au contraire, aux Indes, ces derniers atteignent rarement 5 % (fig. 1). L'abondance des Phylloceratidae sur la marge nord-téthysienne est mise en parallèle avec la proximité de régions profondes soumises à des influences océaniques telles que bassins, sillons, etc... (10, 19, 21, 57, 58); s'il en est de même ici, comment expliquer les oppositions entre Indes et Madagascar? Les divers modèles paléogéographiques proposés sont loin d'être tous satisfaisants.

L'abondance des Phylloceratidae à Madagascar ne s'accorde pas avec un domaine marin plus ou moins étroit et fermé vers le Sud tel que ceux proposés par Wilson (62), Hallam (33) et la majorité des auteurs, dont dernièrement Smith, Hurley et Briden (52). Dans le modèle de Dietz et Holden (16) et dans celui d'Owen (44), une large ouverture est plus compatible avec la distribution observée; mais, dans celui d'Owen, basé sur un globe terrestre réduit de 84 %, l'absence de "domaine océanique téthysien" remet tout en question. Dans tous les modèles, l'Inde est en position assez "externe" et c'est justement là qu'il y a le moins de Phylloceratidae. Quant à prendre le modèle proposé par Seyfert et Sirkín (47) qui répondait aux aspirations de Westermann (61) avec une Afrique de l'Est largement ouverte sur la Téthys au Bajocien, la place de l'Inde n'apparaît pas compatible avec les données fauniques. En effet, il faudrait expliquer pourquoi les différences fauniques sont si importantes entre l'Inde d'une part

et l'Éthiopie et l'Arabie d'autre part, qui forment un ensemble paléobiogéographique cohérent, tandis que Madagascar est repoussée très au Sud malgré ses faunes, quasiment identiques à celles de l'Inde.

IV. — QUELQUES PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Dans les discussions précédentes, un manque certain de documents apparaît clairement : aucun progrès dans la paléobiogéographie des ammonites de la bordure gondwanienne ne pourra être fait sans la récolte de matériel nouveau le plus abondant et le mieux repéré possible, tant géographiquement (unités structurales) que stratigraphiquement. De plus, aucune interprétation paléogéographique et biogéographique n'est possible actuellement pour un grand nombre de régions telles que le Zagros, l'Oman, l'Éthiopie, la Somalie, etc..., d'accès difficile à tout point de vue, mais qui sont les relais indispensables entre les régions arabiques et indo-malgaches vers le Sud, et entre les régions maghrébines vers l'Ouest.

De nouvelles recherches, tant à Madagascar qu'en Afrique de l'Est, et des comparaisons avec les faunes indiennes dont l'étude est reprise depuis quelques années (37, 38) devraient permettre d'aborder avec des données biologiques des problèmes aussi passionnants tel celui de la place de Madagascar par rapport à l'Afrique de l'Est au cours du Mésozoïque. Le débat est loin d'être clos malgré le nombre impressionnant de publications tentant d'aborder cette question. Il semble maintenant bien établi et accepté (5) que Madagascar a quitté sa position contre la côte est-africaine, à hauteur de la frontière actuelle entre Kenya et Somalie, au cours du Jurassique moyen. L'âge exact de cette séparation (peut-être au Callovien) est cependant encore imprécis ; les faunes d'ammonites jurassiques peuvent jouer ici un rôle décisif. Deux hypothèses existent : durant le Jurassique inférieur, soit Madagascar occupait une position sud, adjacente au Mozambique, et serait ensuite remontée rapidement vers le Nord à la faveur de failles transformantes, pour redescendre ensuite vers le Sud ; soit elle occupait sensiblement sa position actuelle mais plus proche du Mozambique, ne s'en écartant que tardivement. La confirmation de l'une ou l'autre de ces positions, en se basant sur des données biologiques, passe obligatoirement par une étude des faunes du Jurassique inférieur et moyen. D'après les

données actuellement en notre possession, il semble que dans ces régions africano-indo-malgaches, l'amplitude de la transgression marine s'accroît au Bajocien (Formation de Kaladongar dans les Indes Occidentales-Kachchh ; Calcaires de Kambe au Kenya ; Schistes à Posidonies dans le Sud du Kenya et la Tanzanie, etc...) : les faunes d'ammonites sont présentes dans la plupart de ces formations mais encore trop mal connues. L'abondance des Phylloceratidae au Kenya revêt une importance toute particulière vis-à-vis des Indes ; ces dernières semblent beaucoup moins influencées par l'Océan téthysien. A Madagascar, la transgression marine se place dans le Toarcién (plate-forme carbonatée, parfois oolithique) et atteint le Nord du Bassin de Diego-Suarez, le Cap Saint-André et le Sud du Bassin de Majunga : les faunes d'ammonites y sont très particulières (*Bouleiceras* avec sutures cératitiques) et comparables à celles de l'Éthiopie. Un Bajocien à ammonites est cantonné dans le Nord-Ouest de l'Île (11) mais exempt de Phylloceratidae, comme aux Indes. On peut alors penser qu'il y a un début de transgression marine et que des milieux peu profonds se développent au Lias terminal (début du rifting) ; la transgression proprement dite et des conditions plus " marines " et plus ouvertes, s'installeraient progressivement et régionalement seulement à partir du Bajocien pour devenir dominantes et plus générales au Bathonien supérieur - Callovien (maximum du rifting).

CONCLUSIONS

Les quelques exemples discutés ici démontrent clairement le rôle important des faunes d'ammonites dans une approche paléogéographique. Une bonne connaissance de la systématique, de l'histoire évolutive des groupes, de la distribution stratigraphique des taxons et des contraintes écologiques auxquelles ils sont soumis, sont les conditions nécessaires à leur utilisation en biogéographie.

Le but premier de la paléogéographie est de dresser un cadre spatio-temporel, support de l'évolution. Son second but est de tester les reconstructions palinspastiques élaborées à partir de données physiques. A peine ébauchée, la paléobiogéographie des ammonites de la bordure Nord et Nord-Est gondwanienne au Jurassique offre un champ d'investigations très prometteur tout aussi riche d'enseignements que celui, beaucoup mieux connu, de la bordure eurasiatique.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALMERAS Y., ELM I S. (1982). — Fluctuations des peuplements d'ammonites et de Brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée Occidentale. *Bollet Societ. Paleont. Italiana*, vol. 21, n° 2, 3, p. 169-188, 3 pl., 4 fig.-texte.
- 2) ARKELL W.J. (1952). — Jurassic Ammonites from Jebel Tuwaiq, Central Arabia. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, série B, vol. 236, p. 241-313, Pl. 15-31.
- 3) ARKELL W.J. (1956). — Jurassic of the World. Oliver and Boyd ed. Edinburgh, London, 806 p., 102 fig.-texte, 28 tabl., 46 pl.
- 4) BARRON E.J., HARRISON G.G.A., SLOAN J.L., HAY W.W. (1981). — Paleogeography, 180 millions years ago to the present. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 74, n° 2, p. 443-470, 1 fig., 3 tabl., 9 pl. h.t.
- 5) BOSELLINI A. (1986). — East Africa continental margins. *Geology*, vol. 14, p. 76-78, 3 fig.
- 6) CALLOMON J.H., DONOVAN D.T. (1981). — Classification of the Jurassic Ammonitina. In "The Ammonoidea" M.R. House and J.R. Senior Edit. *Syst. Assoc.*, Spec. vol. n° 18, p. 101-155, 5 fig.
- 7) CAREY S.W. (1958). — The tectonic approach to continental drift. In Continental drift, a symposium Carey S.W. (Convenor). *Geol. Dept. Univ.*, Tasmania Pub., Hobart, p. 177-355, 57 fig.
- 8) CARIOU E. (1969). — Caractères de la faune et subdivision du Callovien supérieur en Poibu (France). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, vol. LIV, fasc. 2, p. 451-463, 2 tabl.
- 9) CARIOU E. (1973). — Ammonites of the Callovian and Oxfordian. In Atlas of Paleobiogeography. Hallam A. edit. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, p. 287-295, 3 fig., 1 pl.
- 10) CARIOU E., CONTINI D., DOMMERGUES J.L., ENAY R., GEYSSANT J.R., MANGOLD Ch. et THIERRY J. (1985). — Biogéographie des ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8° sér., t. I, n° 5, p. 679-697, 5 fig.
- 11) COLLIGNON M. (1958-1960). — Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar. Fasc. 1-4, Pl. 1-95. Service Géol. Madag. Edit., Tananarive.
- 12) DARDEAU G., MARCHAND D., THIERRY J. (1979). — Relations entre la répartition des faciès et la composition des faunes d'Ammonites au cours de l'évolution du bassin Callovien des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7° série, t. XXI, n° 6, p. 753-757, 1 fig.
- 13) DARDEAU G., GAUTHIER H., MARCHAND D., MONTENAT C. (1980). — Le Dogger et la base du Malm dans la partie Est de l'Arc de Castellane (région d'Aiglun, Alpes-Maritimes). Précisions stratigraphiques, paléogéographiques, et paléobiogéographiques. *Géol. Médit.*, t. VII, n° 3, p. 217-222, 2 fig.
- 14) DEBRAND-PASSARD S., MARCHAND D. (1979). — Réflexion sur la répartition des Ammonoidés dans l'Est et le Sud du bassin parisien au Callovien supérieur (zone à *Lamberti*) et à l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*). *Bull. B.R.G.M.*, 1^{re} partie, sect. IV, n° 2, p. 103-112, 3 fig.
- 15) DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN U.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL W., LAUER J.P. (1985). — Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8° série, t. I, n° 5, p. 637-652, 1 fig., 9 cartes h.t.
- 16) DIETZ R., HOLDEN J. (1970). — Reconstruction of Pangea : Breakup and Dispersion of continents, Permian to present. *Journ. Geophys. Research*, vol. 75, n° 26, p. 4939-4956 et *Scient. Americ.*, vol. 223, n° 4, p. 30-41, 11 fig.
- 17) DOMMERGUES J.L. (1982). — Le provincialisme des ammonites boréales au Lias moyen ; une crise faunique sous contrôle paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7° série, t. XXIV, n° 5-6, p. 1047-1051, 2 fig.
- 18) DOMMERGUES J.L. (1984). — L'évolution des ammonitina au Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe Occidentale. Thèse Doct. Etat Univ. Lyon I, 303 p. ronéot., 86 fig., 4 tabl., 12 pl. h.t.
- 19) DOMMERGUES J.L., MARCHAND D. (1987). — Paléobiogéographie historique et écologique : application aux ammonites du Jurassique. In 2nd International Symposium - Cephalopods : Present and Past. Tübingen, 1985 (sous presse).
- 20) DOMMERGUES J.L., MARCHAND D., SAPUNOV I.G., THIERRY J. (1987). — Les faunes d'ammonites du Jurassique bulgare : une confirmation paléobiogéographique de l'isolement relatif de la plate-forme méso-sienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8° sér., t. III, n° 4, p. 107-112, 2 fig.
- 21) DOMMERGUES J.L., MARCHAND D., THIERRY J. (1987). — Biogéographie des ammonites jurassiques et reconstitutions palinoplastiques de la Téthys : quelques réflexions (abstract). *Terra Cognita. Journ. Europ. Union. Geosciences*, vol. 7, n° 2-3, p. 103 (et sous presse).
- 22) DOUVILLE H. (1916). — Les terrains secondaires dans le Massif du Moghara à l'Est de l'isthme de Suez : Paléontologie. *Mém. Acad. Sci.*, Paris, 2° sér., vol. LIV, 184 p., 50 fig., 21 pl.
- 23) DU TOIT A.L. (1937). — Our wandering continents. Oliver and Boyd Edit., Edinburgh, 366 p.
- 24) ELM I S. (1969). — Les influences mésogéennes dans le Jurassique moyen du Sud-Est de la France, comparaison avec l'Ouest algérien. *Ann. Inst. Géol. Hung.*, vol. 54, p. 471-482, 1 fig., 3 tabl.

- 25) ELMI S. (1985). — Influences des hauts-fonds sur la composition des peuplements et sur la dispersion des ammonites. In Géodynamique des seuils et des hauts-fonds. *Comité Trav. Hist. Scient. Bull. Sect. Sciences*, t. IX, p. 217-228, 7 fig.
- 26) ENAY R. (1972). — Paléobiogéographie des Ammonites du Jurassique terminal (Tithonique/Volgien/Portlandien *s.l.*) et mobilité continentale. *Géobios.*, vol. 5, fasc. 4, p. 355-407, 13 fig. Lyon.
- 27) ENAY R. (1980). — Evolutions et relations paléobiogéographiques de la Téthys mésozoïque et cénozoïque. In Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. 26^e Congr. Géol. Intern. Paris, vol. C 5, p. 276-283.
- 28) ENAY R., MANGOLD Ch. (1982). — Dynamique biogéographique et évolution des faunes d'ammonites au Jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. XXIV, n° 5-6, p. 1025-1046, 11 fig.
- 29) GILL G., TINTANT H. (1975). — Les ammonites du Callovien moyen d'Israël : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 103-106, 2 fig.
- 30) GILL G., THIERRY J., TINTANT H. (1985). — Ammonites du Callovien moyen et supérieur d'Israël. *Géobios.*, vol. 18, n° 6, p. 705-751, 8 fig., 8 pl.
- 31) HAAS O. (1955). — Revision of the Jurassic ammonite from Mont Hermon, Syria. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, vol. 108, n° 1, p. 1-210, 30 pl.
- 32) HALLAM A. (1969). — Faunal realms and facies in the Jurassic. *Paleontology*, vol. 12, part. 1, p. 1-18.
- 33) HALLAM A. (1971). — Provinciality in Jurassic faunas in relation to facies and palaeogeography. in Faunal provinces in Space and Time. *Geol. Journ.*, Spec. Issue, n° 4, p. 129-152, 7 fig.
- 34) HIRSCH F. (1976). — Sur l'origine des particularismes de la faune du Trias et du Jurassique de la plate-forme africaino-arabe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. XVIII, n° 2, p. 543-552, 3 fig.
- 35) JOLY B. (1978). — Les Phylloceratidae malgaches au Jurassique. Généralités sur les Phylloceratidae et quelques Juraphyllitidae. *Docum. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 67, 471 p., 70 pl., 147 fig.
- 36) KAPILIMA S. (1984). — Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen in Jura und der Kreide das tansanischen Küstenstreifens im Hinterland von Dar-Es-Salaam und Bagamoyo. *Berliner Geowiss. Abhand.*, Rehe A, Bd 57, 77 p., 13 fig., 10 tabl., 13 pl.
- 37) KRISHNA J., WESTERMANN G.E.G. (1985). — Progress report on the Middle Jurassic ammonite zones of Kachchh, W. India. *Newsl. Stratigr.*, vol. 14, n° 1, p. 111, 2 fig.
- 38) KRISHNA J., CARIOU E. (1986). — The Callovian of Western India : New data on the Biostratigraphy, Biogeography of the ammonites and correlation with Western Tethys (Submediterranean Province). *Newsl. Stratigr.*, vol. 17, n° 1, p. 1-8, 2 fig.
- 39) KRISHNA J., THIERRY J. (1987). — Discovery of the genus *Erymnoceras* from the Middle Callovian of Kachchh, Western India : Paleontological, stratigraphical and palaeobiogeographical implications. *Newsl. Stratigr.*, vol. 17, n° 2, p. 71-78, 2 fig., 1 pl.
- 40) LEWY Z. (1983). — Upper Callovian ammonites and Middle Jurassic geological history of the Middle East. *Geol. Surv. Israël*, n° 76, 56 p., 11 fig., 8 pl.
- 41) LOMINADZE T.A. (1982). — Ammonites calloviennes du Caucase. *Public. Acad. Sciences URSS*, 272 p., 66 fig., 25 tabl., 27 pl. h.t.
- 42) MARCHAND D., THIERRY J. (1974). — Les influences mésogéennes et boréales dans le Callovien de Bourgogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., t. XVI, n° 4, p. 476-589, 3 fig., 1 pl.
- 43) MARCHAND D., THIERRY J., TINTANT H. (1985). — Influence des hauts-fonds sur la morphologie et l'évolution des Ammonoidés. In Colloque sur la géodynamique des seuils et des hauts-fonds. *Comité Trav. Hist. et Scient. Bull. Sect. Science*, p. 191-202, 5 fig.
- 44) OWEN H.G. (1983). — Atlas of continental displacement 200 millions years to the present. 159 p., 76 cartes. Cambridge Univ. Press Edit.
- 45) PARNES A. (1981). — Biostratigraphy of the Mahmal formation (Middle and Upper Bajocian) in Makhtesh Ramon (Negev, Southern Israël). *Bull. Isr. Geol. Serv.*, n° 74, 55 p., 12 fig., 4 tabl., 11 pl.
- 46) PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZARD P., BONNIN J., OLIVET J.L. (1982). — Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, t. XXIV, n° 2, p. 363-373, 4 fig.
- 47) SEYFERT C.K., SIRKIN L.A. (1973). — Earth History and Plate Tectonics an Introduction to Historical geology. 504 p., Harper and Row, Edit. New-York.
- 48) SINGH C.S.P., JAITLEY A.K., PANDEY D.K. (1981). — First report of some Bajocian-Bathonian (Middle Jurassic) ammonoidea and the age of the oldest sediments from Kachchh, W. India. *Newsl. Stratigr.*, vol. 11, n° 1, p. 37-40, 2 fig.
- 49) SMITH A., HALLAM A. (1970). — The fit of the Southern Continents. *Nature*, t. 225, p. 139-144. London.
- 50) SMITH A.G., BRIDEN J.C., DREWRY G.E. (1973). — Phanerozoic world maps. In *Organisms and Continents through time*. N.F. Hughes, edit. *Spec. Paper in Palaeont.*, n° 12, *Syst. Assoc. Publ.*, n° 9, p. 1-42, 21 fig.
- 51) SMITH A., BRIDEN J. (1977). — Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic Maps. Cambridge. Earth Sc. Ser. Cambridge Univ. Press, 63 p.
- 52) SMITH A.G., HURLEY A.M., BRIDEN J.C. (1981). — Phanerozoic paleogeographic world maps, 102 p., 88 cartes. Cambridge University Press Edit.
- 53) SPATH L.F. (1927-1933). — Revision of the Jurassic cephalopod faunas of Kachchh (Cutch). *Mem. Geol. Survey India, Paleont. Indica*. Nouv. sér., vol. 9, mém. 2, part. 1-6, 945 p., 130 pl. Calcutta.

- 54) SPATH L.F. (1930). — The Jurassic ammonite faunas of the neighbourhood of Mombasa. *Mon. Hunterian Mus. Univ. Glasgow*, vol. IV, p. 13-69, 8 pl.
- 55) THIERRY J. (1976). — Paléobiogéographie de quelques Stephanocerataceae (Ammonitina) du Jurassique moyen et supérieur : une confrontation avec la théorie mobiliste. *Géobios*, t. 9, n° 3, p. 291-331, 9 fig.
- 56) THIERRY J. (1978). — Le genre *Macrocephalites* au Callovien inférieur (Ammonites, Jurassique moyen). Systématique et évolution, biostratigraphie, biogéographie. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n° 4, 490 p., 175 fig., 36 pl.
- 57) THIERRY J. (1987a). — Provincialisme et/ou écologie des Ammonites du Callovien en France. In 2nd International Symposium - Cephalopods : Present and Past ; Tübingen, 1985 (sous presse).
- 58) THIERRY J. (1987b). — Structure and Palaeogeography of the Western Tethys during the Jurassic : tests based on ammonite Palaeobiogeography. In M.G. Audley-Charles and A. Hallam édit., Gondwana and Tethys. Oxford Univ. Press (sous presse).
- 59) TINTANT H., MARCHAND D., MOUTERDE R. (1982). — Relations entre les milieux marins et l'évolution des ammonoïdés : les radiations adaptatives du Lias. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. XXIV, n° 5-6, p. 951-961.
- 60) WEGENER A. (1937). — La genèse des continents et des océans. Théorie des translations continentales. 236 p., 63 fig.. Nizet et Bastard Edit., Paris.
- 61) WESTERMANN G.E.G. (1975). — Bajocian ammonoid Fauna of Tethyan affinities from the Kambe Limestone series of Kenya and implication to plate tectonics. *Newsl. Stratigr.*, vol. 4, n° 1, p. 23-48, 6 fig., 2 pl., 1 tabl.
- 62) WILSON (1963). — Continental drift. Reprinted in *Continents Adrift*. J.T. Wilson Edit, San Francisco. Readings form Scientific American, 1973, p. 41-55.
- 63) ZEISS A. (1974). — Die Callovien - Ammoniten « Aethiopiens und ihre zoogeographische stellung ». *Paläont. Z. Dtsch*, vol. 48, n° 3-4, p. 269-282.



Extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe occidentale durant le Paléozoïque ancien. Le problème de ses rapports avec l'Europe du Nord

Northern limit of Early Paleozoic Gondwanaland in Western Europe and its relationships with northern european areas

par Emmanuel BOUYX (*)

Résumé. — Un ensemble de données stratigraphiques et paléobiogéographiques relatives au Paléozoïque ancien du Gondwana septentrional et à celui de divers domaines ouest-européens (domaines ibéro-armoricains, Europe méridionale...) conduit actuellement à envisager l'appartenance de ces domaines à un vaste ensemble de plates-formes périgondwaniennes durant la période considérée. De même, l'origine périgondwanienne de la bordure orientale des Appalaches septentrionales (zones d'Avalon et de Meguma) dont le Paléozoïque anté-carbonifère témoigne également de relations probables avec l'Ouest-européen, doit aussi être envisagée.

Cependant, l'appartenance à la bordure septentrionale du Gondwana du Paléozoïque ancien de domaines ouest-européens actuellement inclus dans l'orogène varisque pose de nombreux problèmes quant à leur évolution hercynienne. Il convient en particulier de discuter ceux relatifs à l'intervalle "proto-téthysien" dont la nature océanique ne semble pas encore complètement démontrée et dont l'ampleur souvent envisagée semble peu compatible avec les principales données stratigraphiques et paléontologiques.

Le problème des relations entre le Gondwana et l'Europe du Nord durant le Paléozoïque ancien mérite également d'être discuté : dans la plupart des reconstitutions, en effet, l'Europe moyenne est alors séparée de celle du Nord (Baltica) par de vastes intervalles (Rheic, océan médio-européen...). L'apparition, à diverses périodes, de formes nord-européennes dans le Paléozoïque anté-carbonifère péri-gondwaniens devrait toutefois conduire à prendre en considération les rares reconstitutions qui, à l'inverse, suggèrent des relations plus étroites entre les domaines périgondwaniens et nord-européens au sein d'une Pangée qui aurait été constituée dès le Paléozoïque ancien.

Abstract. — Numerous stratigraphical and paleobiogeographical data concerning early paleozoic series of Northern Gondwanaland and these of various west european areas (ibero-armorican domains, Southern Europe) leads to conclude that all corresponding regions were included into a vast perigondwanian epicratonic domain during this time. Likewise, the perigondwanian origin of eastern edge of northern Appalachian range (Avalon and Meguma zones with ante-carboniferous series in probable relationships with Western Europe) is also considered.

However, the perigondwanian origin of west european domains who are included into variscan belts involve some problems related their hercynian evolution. We discuss the "proto-tethysian" interval of which the hypothetical oceanic nature is not very well documented and the width often proposed seems not compatible with the main stratigraphical and paleontological data.

The relationships between Gondwanaland and Northern Europe during early paleozoic times are also discussed. In most reconstructions, Middle Europe is separated from Northern Europe by wide oceanic domains (Rheic ocean, Mid-European Ocean...). But at various times, several elements of north european faunas appears in perigondwanian ante-carboniferous rocks. This fact suggest closer relationships between perigondwanian and north-european domains within a Pangaea that was constituted as soon as early paleozoic time.

INTRODUCTION

Le continent de Gondwana (Suess, 1885-1900) défini à l'époque du fixisme devait par la suite (sur l'historique de la notion de Gondwana, voir Teichert, 1952

et Waterlot, 1985) bénéficier d'une double extension. En premier lieu dans le temps puisqu'il est apparu que l'ensemble gondwaniens du Paléozoïque récent existait en réalité dès le début du Cambrien et peut-être même avant (Choubert, 1935), la quasi totalité des reconsti-

(*) Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux III, Bât. de Géologie, Av. des Facultés, 33405 Talence Cedex.

tions mobilistes actuelles figurant, dès le Paléozoïque ancien (fig. 1 et 2) un Gondwana centré sur l'hémisphère sud et dont la composition correspond à peu de choses près à celle indiquée par Suess pour le Paléozoïque supérieur. Mais aussi *dans l'espace* puisque l'origine gondwanienne de nombreux secteurs asiatiques situés au Nord de la chaîne alpine (Iran et Afghanistan central, Tibet, Asie du Sud-Est) est actuellement admise (Ridd, 1971 ; Stocklin, 1977 ; Termier et Termier, 1977 ; Bassoulet *et al.*, 1980 ; Bouyx, 1981a).

Vers l'Ouest, il existe également, en Europe occidentale et dans la bordure orientale des Appalaches, un certain nombre de domaines dont on peut envisager l'appartenance au Gondwana durant le Paléozoïque ancien. Après un inventaire des données qui justifient cette hypothèse, on en discutera les conséquences quant à la paléogéographie des domaines concernés et à leur évolution géodynamique paléozoïque ; on envisagera enfin le problème de leurs rapports avec l'Europe du Nord.

I. — LES PRINCIPALES DONNEES STRATIGRAPHIQUES, PALEONTOLOGIQUES ET PALEOMAGNETIQUES

D'étroites ressemblances sont rapidement apparues entre le Paléozoïque anté-carbonifère de l'Afrique du Nord et du Sahara et celui de l'Ouest-européen. En conséquence, l'idée selon laquelle l'Europe moyenne et méridionale aurait eu d'étroites relations avec le Gondwana de l'époque sous-tend les écrits de nombreux auteurs, le problème des rapports de l'Afrique avec l'Europe et avec l'Amérique étant notamment posé dès 1935 par Choubert dans une perspective mobiliste, puis par H. Termier (1936). Pour l'Ordovicien, période particulièrement démonstrative à cet égard, Spjeldnaes (1961) définit par la suite une " province méditerranéenne " s'étendant d'Est en Ouest de la Syrie à la Floride et du Nord au Sud de l'Europe moyenne au Sahara et à l'Argentine. De même, H. et G. Termier (1964) proposent-ils de réunir dans une " province des grès armoricains " les bassins de l'Armorique, de l'Ibérie, du Maroc et du Sahara. A quelques exceptions près (par ex. Smith, 1981 ; Zonenshain *et al.*, 1985), l'Europe moyenne et méridionale est figurée à la périphérie du Gondwana dans de nombreuses reconstitutions du Paléozoïque ancien (fig. 1 et 2), cette position étant déduite d'une argumentation dont on résumera ici l'essentiel. On évoquera aussi le cas de secteurs nord-américains que certaines reconstitutions rattachent au Gondwana : Floride, dont l'Ordovicien comporte une faune de la province méditerranéenne, et surtout zones d'Avalon et de Meguma, à la bordure orientale des Appalaches septentrionales, dont l'origine gondwanienne et/ou européenne est admise dans la plupart des modèles d'évolution géodynamique de cette chaîne (revue in Schenk, 1981 ; Keppie, 1977 ; Bouyx *et al.*, 1985 ; Bouyx, 1986).

1) Arguments lithostratigraphiques.

Comme celui du Gondwana septentrional, le Paléozoïque inférieur et moyen de ces régions est surtout à dominante détritique (à l'exception du Cambrien inférieur à Stromatolites et à Archaeocyathes et du Dévonien de faciès bohémien), ce qui l'oppose à celui qui, en position plus ou moins équatoriale, se déposait sur les plates-formes carbonatées qui bordaient alors la Laurentia. D'extraordinaires ressemblances apparaissent d'ailleurs entre certaines formations, le cas de l'Ordovicien inférieur étant de ce point de vue exemplaire puisque, dès 1926, Kilian reconnaissait dans les grès à Tigillites et à *Cruziana* des Tassilis internes l'équivalent possible des " grès armoricains ". La fig. 3 illustre le type de corrélations qu'il est facile d'établir pour l'Ordovicien inférieur détritique des domaines considérés ici, dans des séries où l'on reconnaît parfois, de la zone centre-ibérique (Bouyx, 1964 ; 1970) à l'Afghanistan central (Blaise *et al.*, 1977), le même enchaînement de faciès identiques (Blaise et Bouyx, 1980a et b).

Des ressemblances tout aussi significatives apparaissent à d'autres niveaux : assises carbonatées à Archaeocyathes du Cambrien inférieur ; horizons ferrugineux oolithiques de même âge (Ordovicien inférieur et Dévonien inférieur) dans le Nord-Ouest africain, au Fezzan et dans les domaines ibéro-armoricains (Menchikoff, 1935 ; Termier, 1936 ; Destombes, 1954 ; Collomb, 1962 ; Sougy, 1964, etc...) ; développement habituel, du fait de la transgression glacio-eustatique silurienne, des mêmes faciès pélitiques à Graptolites dans le Silurien de l'Angleterre jusqu'au Sahara ; même type de passage progressif et continu siluro-dévonien dans le " domaine de la Paléotéthys ", de la Thuringe au Nord du Sahara (Jaeger et Robardet, 1979) ; même lithologie d'ensemble du Dévonien inférieur à faciès schisto-gréseux (faciès rhénan) dans une partie de l'Europe et du Nord-Ouest africain (cf. Sougy, 1964), etc... En Amérique du Nord, enfin, le Paléozoïque inférieur et moyen des zones d'Avalon et de Meguma, où l'on rencontre aussi des minerais de fer oolithiques ordoviciens (Wabana Group de Terre-Neuve) et dévoniens inférieurs (dans la Torbrook Formation de Nouvelle-Ecosse), présente de grandes ressemblances lithologiques avec celui du Nord-Ouest de l'Afrique (revue in Schenk, 1981) comme avec celui de l'Ouest-européen (revue in Bouyx *et al.*, 1985).

2) Arguments paléontologiques.

Les premières données significatives concernant les affinités faunistiques entre le Paléozoïque anté-carbonifère européen et celui du Gondwana septentrional ont été celles relatives aux analogies constatées entre la faune des " schistes à *Calymene* " des domaines ibéro-armoricains et celles de l'Ordovicien du Maroc et du Sahara (Menchikoff, 1933 ; Termier, 1936, etc...) et entre les faunes siluriennes et dévoniennes du Maroc

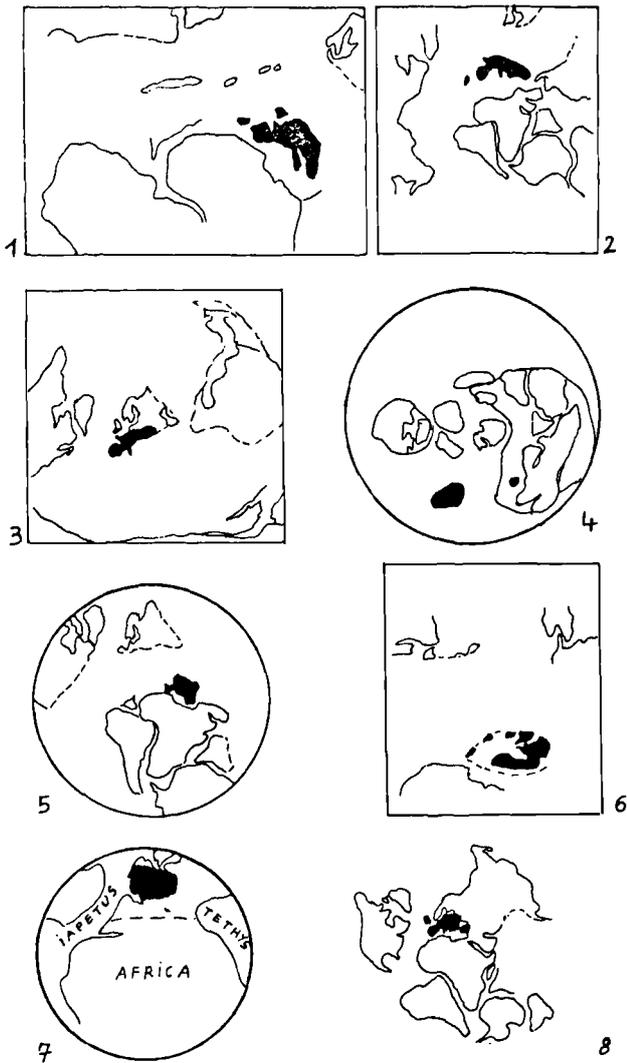


Fig. 1. — Exemples de reconstitutions paléogéographiques montrant la position (en noir) de l'Europe centrale et méridionale et, pour certaines, des zones d'Avalon et de Meguma et de la Turquie, par rapport aux principaux cratons du domaine péri-atlantique (Baltica, Gondwana et Laurentia).

1. selon Dean, 1976 (Ordovicien inférieur).
2. selon Whittington et Hugues, 1972 (Arenig-Llanvirn).
3. selon Smith, 1981 (Arenig, 480 M.A. approx.).
4. selon Zonenshain *et al.*, 1985 (490 M.A., le petit bloc noir en position périgondwanienne représentant l'Apulie).
5. selon Sheehan, 1979 (Ordovicien supérieur).
6. selon Perroud *et al.*, 1984 (Ordovicien, l'ensemble noir représentant la "plaque armoricaine").
7. selon Termier et Termier, 1979 (Trémadoc).
8. selon Boucot et Gray, 1976 (Ordovicien).

Fig. 1. — Some palaeogeographic reconstructions showing the location of Central and Southern Europe with respect to main cratons (Baltica, Gondwanaland and Laurentia) of peri-atlantic domain during the Ordovician.

(Termier, 1936) ou de la Mauritanie septentrionale (Sougy, 1964) et celle de l'Europe de l'Ouest.

De telles considérations sont actuellement étendues à l'ensemble des domaines péri-méditerranéens et de leurs prolongements asiatiques. On définit en effet, pour divers groupes d'invertébrés, des *provinces paléobiogéographiques* unissant au Gondwana septentrional divers domaines européens et, dans bien des cas, une partie de la bordure atlantique de l'Amérique du Nord. En se limitant à l'essentiel, quelques faits des plus significatifs méritent d'être soulignés.

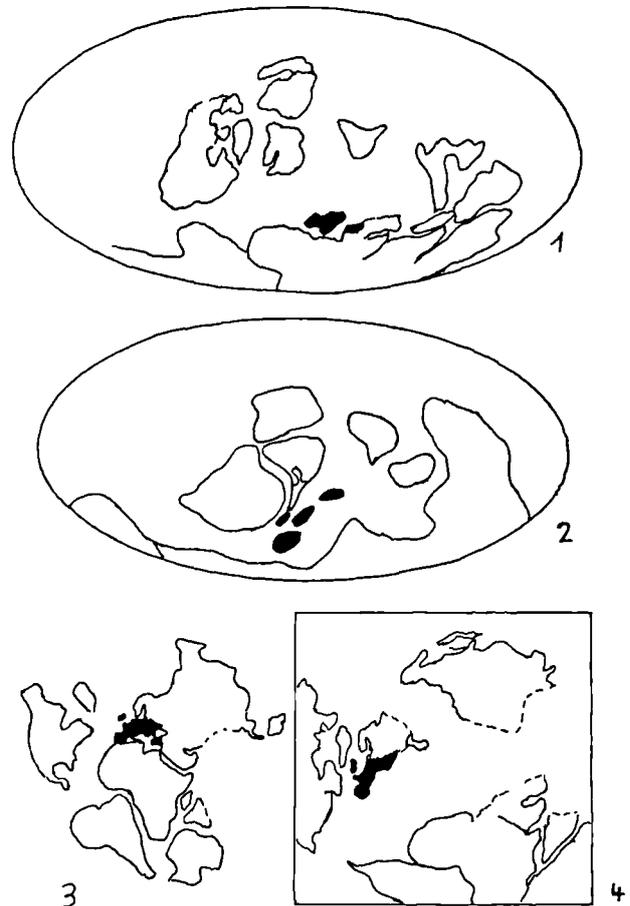


Fig. 2. — Exemples de reconstitutions pour le Silurien.

1. selon Scotese *et al.*, 1979 (Silurien moyen).
2. selon Turner et Tarling, 1982 (Silurien, les quatre blocs figurés en noir représentant respectivement l'Acadie, l'Ibérie, l'Europe centrale et la Turquie).
3. selon Boucot et Gray, 1976 (Silurien supérieur).
4. selon Smith, 1981 (400 M.A., Ludlow).

Fig. 2. — Some reconstructions for Silurian.

a) *Trilobites*.

Au Cambrien inférieur, une " province téthysienne " englobait, selon Teokritoff (1979), le Maroc, la bordure du Gondwana et la partie de l'Europe située au Sud du futur front hercynien. Elle se distinguait des pro-

vinces nord-américaine, scandinave et avalonienne, les faunes de cette dernière présentant toutefois quelques affinités avec celles du Maroc et de la Péninsule Ibérique. Au Cambrien moyen, l'Europe, la Turquie, Israël, le Maroc et les provinces maritimes canadiennes auraient appartenu à une " province viking " (Jell,

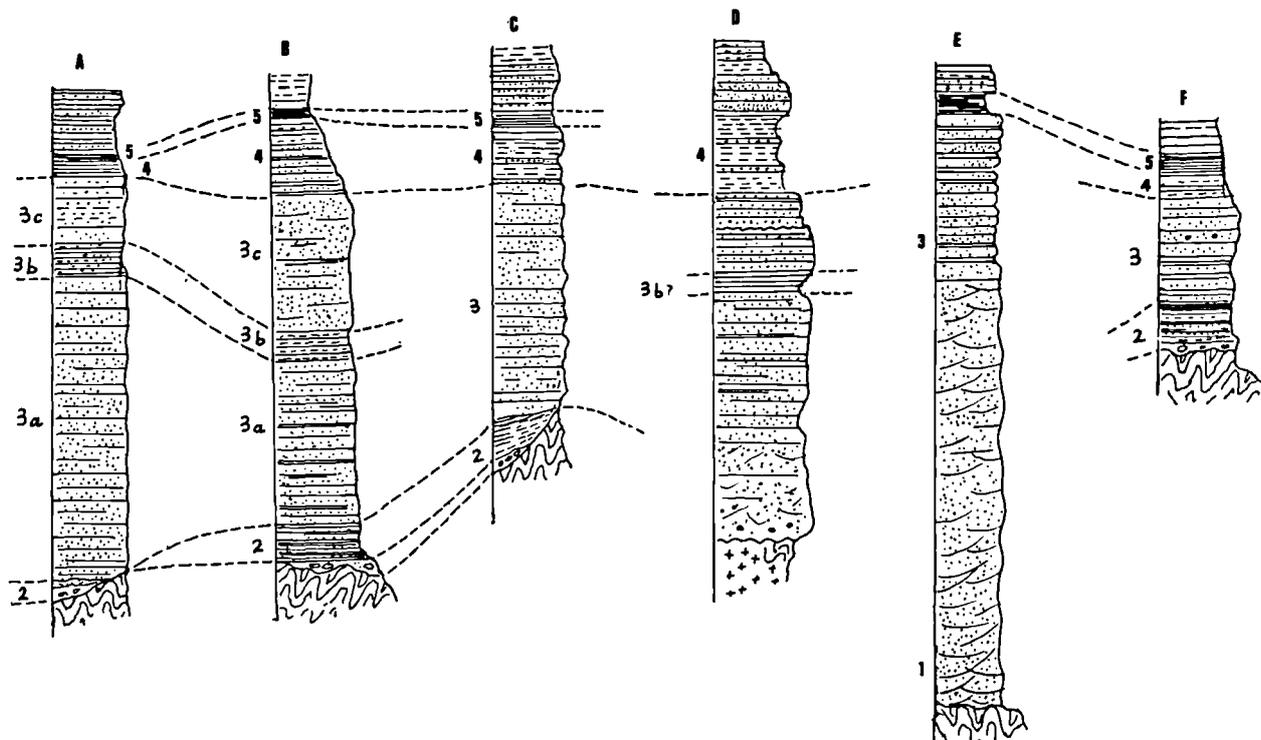


Fig. 3. — Corrélations entre quelques séries de l'Ordovicien inférieur à " grès à *Cruziana* " des domaines ibéro-armoricains, du Sahara, de la Péninsule arabe et de l'Afghanistan central.

A, Presqu'île de Crozon (d'après Henry *et al.*, 1974 ; Babin *et al.*, 1976). — B, Sierra de Mestanza (d'après Bouyx, 1964 à 1970). — C, Sierra de Buçaco (d'après Henry *et al.*, 1974). — D, Bordure Nord du Hoggar (d'après les Compagnies pétrolières, 1964). — E, Jordanie (d'après Selley, 1970). — F, Sar-e-Pori, en Afghanistan central (d'après Blaise *et al.*, 1977 ; Blaise et Bouyx, 1980a et b).

1. partie inférieure des " grès à *Tigillites* " (Cambrien probable).
2. " séries rouges " d'âge tremadocien probable (conglomérat de base puis alternances de schistes gréseux violacés et de bancs grés-quartzitiques).
3. " Grès à *Cruziana* " de l'Arenig, avec parfois une subdivision possible en grès inférieurs (3a), niveau médian schisto-gréseux (" membre de Gador " à Crozon, 3b et peut-être " vire à mouffons " du Hoggar) et grès supérieurs (3c).
4. alternances de schistes, grès et psammites.
5. niveaux à *Didymograptus* du Llanvirn.

Fig. 3. — Correlations between some early Ordovician *Cruziana*-bearing sandstones series from ibero-armoricain domains (A, B, C), Sahara (D), Jordan (E) and Central Afghanistan (F).

1. Lower part of *Tigillites* sandstones (probably Cambrian).
2. " Red series " of probably tremadocian age (basal conglomerate and reddish coloured sandstones-shales alternation).
3. Arenigian *Cruziana* sandstones with possible subdivision into (3a) lower sandstones, (3b) sandstones-shales alternations (" Gador member " in Brittany Crozon Peninsula perhaps " vire à mouffons " in Sahara) and (3c) Upper sandstones.
4. Sandstones-shales and psammites alternations.
5. Llanvirn with *Didymograptus*.

1974) éloignée du Gondwanaland. Mais les cartes de répartition des Trilobites de Burrett et Richardson (1980) qui réunissent effectivement l'Europe et l'Afrique du Nord dans un même domaine au début du Cambrien moyen, admettent, pour l'Europe du Sud, partie méridionale de ce "royaume européen", une position périgondwanienne en relation avec le Nord de l'Afrique et l'Iran. Au Cambrien supérieur, on note d'ailleurs l'apparition en Espagne (Colchen, 1967) et dans la Montagne Noire (Feist et Courtessole, 1984), de Trilobites d'affinités asiatiques avec, notamment, le genre *Prochuangia* reconnu en Chine et sur les plates-formes périgondwaniennes de Turquie méridionale, d'Iran, d'Australie et de l'Antarctique. Ce fait pourrait signifier que les possibilités de migrations faunistiques entre l'Asie et l'Europe par l'Afghanistan, l'Iran et la Turquie (Kobayashi, 1971) étaient effectives dès le Cambrien supérieur.

D'une abondante littérature relative aux Trilobites ordoviciens (Spjeldnaes, 1961; Destombes, 1967; Whittington et Hugues, 1972; Whittington, 1973; Dean, 1975, 1976; Fortey et Morris, 1982; Destombes et Henry, 1987), on retiendra l'existence, à l'Ordovicien inférieur et moyen, d'un vaste domaine réunissant la bordure du Gondwana (de l'Amérique du Sud à l'Australie en passant par le Nord de l'Afrique et le Moyen Orient), une part importante de l'Asie orientale, l'Europe moyenne et méridionale et la frange côtière du continent nord-américain. Souvent associées à des formes caractéristiques de Bivalves, Brachiopodes, Echinodermes, etc..., les faunes trilobitiques de ces domaines périgondwaniens (faune des "schistes à *Calymene*" des anciens auteurs, faunes de la "province méditerranéenne" à *Synhomalonotus tristani* de Spjeldnaes, 1961, faune à *Selenopeltis* de Whittington et Hugues, 1972 et faune à *Hungaiides-Calymenides* de Whittington, 1973; "*Neuseretus community*" de Fortey et Owens, 1978, etc...) apparaissent nettement distinctes de celles qui peuplaient alors les domaines épicontinentaux liés aux boucliers baltes et canadiens. De même, à l'Ordovicien supérieur, une faune à *Trinucleides-Homalonotides* (Whittington, 1973) s'étendait de l'Angleterre au Nord de l'Afrique et à la Turquie.

Les données relatives à la répartition des *Cruziana* (Seilacher, 1970; Crimes, 1975; Blaise et Bouyx, 1980; Bouyx *et al.*, 1980; Bouyx, 1981b), qui sont généralement interprétées comme des traces de Trilobites, conduisent aux mêmes conclusions: pour le Cambro-Ordovicien, en effet, la présence des mêmes assemblages de ces pistes dans les séries détritiques de ces régions permet d'envisager leur appartenance à un vaste domaine de plates-formes s'étendant de la Péninsule arabe (Crimes, 1975) et même de l'Afghanistan central (Blaise et Bouyx, 1980) jusqu'à la bordure orientale des Appalaches. A Terre-Neuve, le Cambro-Ordovicien de la zone d'Avalon, dont on vient de signaler les ressemblances lithologiques avec celui de l'Ouest-européen, a livré un ensemble de pistes et de traces de repos (Seilacher et Crimes, 1969; Ranger

et al., 1984) comportant les principales formes caractéristiques de l'Europe de l'Ouest et du Gondwana septentrional.

b) *Echinodermes.*

Au Cambrien supérieur (Termier et Termier, 1964, 1979), les Carpoïdes *Cincta* sont connus de la Bohême au Maroc, leur présence en Himalaya attestant des possibilités de relations avec l'Asie méridionale. A l'Ordovicien inférieur et moyen, prospérait dans une "province à Amphorides" (Europe moyenne et méridionale, Maghreb, Chine et Birmanie) un ensemble de Cystidés dont certains éléments, avec les genres *Calix* et *Aristocystites*, constituaient l'une des composantes habituelles de la faune des "schistes à *Calymene*".

c) *Brachiopodes.*

A l'Ordovicien supérieur (Havlicek, 1976; Sheehan, 1979), une "province méditerranéenne" unit le Sud de l'Europe, la Bohême (et peut-être une partie du Pays de Galles) au Nord de l'Afrique (Maroc, Lybie) avec des faunes distinctes de celles des provinces nord-américaine et nord-européenne. Après une période de cosmopolitisme durant le Silurien (Boucot, 1960), les Brachiopodes européens et ouest-africains appartiennent durant le Dévonien au "royaume du Vieux Monde" (Boucot *et al.*, 1968) et plus précisément à la "sous-province rhénane et bohémienne". Elles s'y développent au sein d'un faciès rhénan à dominante terrigène, d'un faciès bohémien plus carbonaté et d'assises où coexistent ces deux faciès. En Nouvelle-Ecosse, la zone de Meguma, à Dévonien inférieur d'affinités rhénanes (Boucot, 1960) appartient également à cette sous-province qui, vers l'Est, a des prolongements dans le domaine de la Téthys orientale: la plupart des formes reconnues en Afghanistan central (Brice, 1977), où les Brachiopodes ont aussi des affinités avec ceux de l'Iran, du Pamir, du Pakistan et de la Birmanie, sont également présentes dans le Dévonien ouest-européen.

d) *Groupes divers.*

Le provincialisme dont témoignent d'autres groupes confirme ces indications avec notamment: une "sous-province méditerranéenne" pour les Graptolites ordoviciens (Boucek, 1972); une "faune de type sarde" (Dégardin, 1980) pour les Graptolites siluriens reconnus des domaines ibéro-armoricains à l'Afrique du Nord, à la Turquie et au Turkestan; une "province méditerranéenne" pour les Acritarches de l'Ordovicien inférieur (Martin, 1982); une "province paléotéthysienne" pour les Ostracodes du Silurien terminal (Dégardin et Lethiers, 1982) et ceux du Dévonien supérieur des Ardennes au Maghreb et à l'Iran (Lethiers, 1983); une "province à Calcéole" (Termier et Termier, 1979) pour ce Polypier du Dévonien dont l'aire de répartition, de l'Europe moyenne au Sahara, à l'Indochine et à la Tasmanie traduit les relations qui devaient exister entre les marges eurafricaines du Gondwana et les domaines périgondwaniens asiatiques et australiens.

3) Arguments paléoclimatiques.

L'Ordovicien supérieur ouest-européen porte les marques de la glaciation qui se développait alors sur le craton africain (Beuf *et al.*, 1971). Les "Lederschiefer" à galets striés de l'Asghill de Thuringe, les "pélites gréseuses à fragments polyédriques" de Normandie (Doré et Le Gall, 1972) et diverses formations comparables de la zone centre-armoricaine et de la Meseta Ibérique (revue *in* Robardet, 1981) sont en effet interprétées comme des dépôts glacio-marins. Ce fait constitue un bon argument pour rapprocher cette partie de l'Europe de l'inlandsis saharien, la possibilité d'une alimentation liée à des glaciers d'altitude recouvrant quelques secteurs émergés des domaines périgondwaniens n'étant pas à exclure (discussion *in* Doré *et al.*, 1985). De même, en Nouvelle-Ecosse, Schenk (1972) envisage une possible origine glaciaire pour un niveau conglomératique de la White Rock Formation (Ordovicien supérieur/Silurien de la zone de Meguma).

4) Arguments paléomagnétiques.

Un ensemble de données relatives aux cratons africain, balte et nord-américain et à l'orogène varisque (revue *in* Bonhomme et Perroud, 1986) confirme l'appartenance de l'Europe hercynienne au Gondwana durant l'Ordovicien, l'arc ibéro-armoricain étant alors disposé à une paléolatitudes élevée et donc à proximité de l'Afrique (Perroud, 1982). La "plaque armorique" (Van der Voo, 1979; Perroud *et al.*, 1984), ensemble constitué par l'Europe moyenne et méridionale, l'Afrique du Nord et les zones d'Avalon et de Meguma (6, fig. 1), se serait ensuite détachée du Gondwana pour rejoindre la Baltica durant l'orogénèse calédonienne. Mais un tel modèle semble peu compatible avec les affinités stratigraphiques constatées entre l'Afrique et l'Europe moyenne au Siluro-Dévonien sauf dans le cas où le Gondwana aurait été lui-même à proximité de la Laurussie dès le Paléozoïque moyen, hypothèse qu'il est encore impossible de contrôler par le paléomagnétisme en raison des mesures contradictoires dont on dispose actuellement pour le bouclier africain.

II. — DISCUSSION

DE QUELQUES PROBLEMES RELATIFS A LA PALEOGEOGRAPHIE DES DOMAINES PERIGONDWANIENS OUEST-EUROPEENS

Sur la plate-forme saharienne, on connaît avec une relative précision la répartition des faciès depuis les grands épandages fluviaux tassiliens jusqu'aux dépôts franchement marins des bassins nord-sahariens (cf. Beuf *et al.*, 1971; Legrand, 1981).

Dans les domaines péri-méditerranéens et en Europe moyenne, on se heurte par contre à d'immenses difficultés: souvent masqués par de grands bassins méso-cénozoïques, les terrains concernés ont subi les défor-

mations et parfois le métamorphisme acadien et/ou hercynien. La reconstitution du "puzzle" varisque s'avère en outre des plus délicate en raison des multiples déplacements dus aux grands cisaillements ductiles (zone broyée sud-armoricaine...) ou aux coulissages et rotations post-hercyniens (Ibérie, bloc corso-sarde...) et du hiatus considérable qui existe entre les terrains paléozoïques de l'Europe moyenne et ceux du Nord de l'Afrique. Quant à ceux de la bordure orientale des Appalaches, ils sont complètement isolés depuis l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique. Période par période, il est toutefois possible d'esquisser une répartition des faciès.

Ainsi, pour l'Ordovicien, on peut distinguer des zones où les "grès armoricains" sont généralement discordants sur un substratum antérieur au Cambrien et débutent par des "niveaux rouges" transgressifs d'âge trémadocien probable (cf. pour la Sierra Morena, Bouyx, 1964 à 1970; pour le Massif armoricain, Babin *et al.*, 1976) de celles où ils font place à de monotones et puissantes alternances schisto-gréseuses d'aspect plus ou moins "flyschoïde" qui succèdent en continuité probable au Cambrien (Cabos séries de la zone des Asturies et du Leon; Cambro-Ordovicien du Pays de Galles, des Ardennes et du Massif schisteux rhénan; diverses séries métasédimentaires du Massif Central et des noyaux hercyniens des chaînes alpines; "flysch" schisto-gréseux de la Montagne Noire et du Mouthoumet, etc...). Si les premiers témoignent d'une sédimentation littorale en bordure de secteurs vraisemblablement émergés, les secondes pourraient correspondre à des dépôts de fosses ou de sillons individualisés dans la plate-forme périgondwanienne ou à sa bordure. De même, en Nouvelle-Ecosse, le "Groupe de Meguma" se serait accumulé en bordure du craton africain (Schenk, 1971) ou dans une fosse individualisée dans une plate-forme d'Avalon qui se prolongerait en Angleterre et en Europe moyenne (Dewey, 1969). La transgression ayant atteint son maximum à l'Ordovicien moyen, la fin de la période se caractérise par une paléogéographie fortement contrastée avec l'intervention d'une instabilité liée à la phase taconique, le développement d'un volcanisme assez actif (Ibérie, Crozon, Montagne Noire, Pyrénées orientales, zones d'Avalon et de Meguma...) où des manifestations acides de type aérien sont parfois signalées et, dans quelques zones, le dépôt de sédiments glacio-marins.

Après une période silurienne caractérisée par une grande uniformité des dépôts à dominante pélitique et de leurs faunes (Berry et Boucot, 1967), le passage siluro-dévonien conduit à distinguer, au Sud du domaine continental issu, en Europe du Nord, de l'orogénèse calédonienne, les zones où se développait une sédimentation détritique grossière (Massif Armoricain, Meseta Ibérique...) de celles du "domaine de la Paléotéthys" (Jaeger et Robardet, 1979) où persistait encore la sédimentation fine du Silurien (une partie de l'Allemagne et les domaines péri-méditerranéens). Enfin, au Dévonien, la répartition des "Vieux Grès Rouges" et celle

des faciès rhénan et bohémien permet d'esquisser une certaine zonation au Sud de l'édifice calédonien.

Au plan régional, on dispose parfois de reconstitutions plus détaillées. Par exemple, la répartition des faciès épicontinentaux liés à la transgression paléozoïque permet de distinguer dans le Cambro-Ordovicien des domaines médio et nord-armoricains plusieurs bassins de sédimentation ainsi que des zones où persistaient momentanément des reliefs cadomiens (revue *in* Chauvel *et al.*, 1980) tandis qu'en Meseta Ibérique on peut supposer (Bege, 1970) que divers secteurs émergés alimentaient la sédimentation des "grès à *Cruziana*". Mais en raison des mouvements relatifs effectués pendant et après le cycle varisque par les différentes composantes du "puzzle" hercynien, coordonner les résultats des études régionales n'est pas chose facile. De tous les domaines ouest-européens, par exemple, c'est la Bohême qui, pour différents auteurs, offre à certains égards le plus de ressemblances faunistiques avec le Nord de l'Afrique : avec les Trilobites (Destombes, 1967) et les Cystidés (Chauvel, 1966) du Maroc ; avec des Graptolites et Lamellibranches siluriens du Sahara algérien (Legrand, 1981) ; avec les faunes dévoniennes du Zemmour (Sougy)... Comment expliquer cela, surtout dans l'hypothèse où le massif bohémien, siège de deux sutures hercyniennes (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986), serait lui-même composite ? Le cas des relations entre la zone centre-ibérique et le domaine centre-armoricain illustre aussi ce genre de difficultés.

1) Le problème de l'arc ibéro-armoricain.

Les deux domaines ont été longtemps considérés dans le prolongement l'un de l'autre au sein d'un "arc ibéro-armoricain", notion due à Choubert (1935), solidement argumentée par la suite (Cogné, 1971 ; Bard *et al.*, 1971) puis remise en question : un hypothétique domaine océanique, dont la "suture sud-varisque" représenterait la trace (Cogné, 1982) aurait séparé, avant sa fermeture siluro-dévonienne, un bloc ibéro-aquitain dépendant du Gondwana d'un bloc européen auquel aurait appartenu le domaine centre-armoricain.

Mais les successions lithologiques et les associations faunistiques des deux domaines présentent d'étroites similitudes d'ailleurs reconnues depuis le siècle dernier (Verneuil et Barrande, 1955). La stratigraphie de l'Ordovicien centro-ibérique est en particulier identique jusque dans le détail à celle de l'Ordovicien centro-armoricain (Bouyx, 1962 à 1970 ; Tamain, 1971 ; Henry *et al.*, 1974 ; Paris et Robardet, 1977, etc.), tandis que les associations faunistiques ont toujours semblé proches, voire identiques, à tous ceux qui les ont examinées. Dans ces conditions, il faudrait admettre, pour concilier la réalité stratigraphique avec un tel modèle, que cet hypothétique espace océanique aurait été d'une ampleur trop modeste pour induire une quelconque différenciation entre la sédimentation et les peuplements des deux

domaines. On aborde ainsi le problème essentiel de la paléogéographie paléozoïque ouest-européenne : existait-il de véritables espaces océaniques pré-hercyniens dans ces régions ?

2) Le problème des espaces océaniques pré-hercyniens.

Divers auteurs estiment que l'absence ou la rareté de croûte océanique au sein de l'édifice hercynien ouest-européen y rend peu probable l'intervention de véritables paléo-océans dans le développement de la chaîne. A l'inverse, de nombreux modèles y font appel à un ou deux océans pré-hercyniens (Burrett, 1972 ; Cogné et Wright, 1980 ; Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986). Nombre d'affleurements de roches basiques et ultrabasiques reconnus au sein de l'orogène varisque auraient alors valeur de croûte océanique. Souvent affectés d'un métamorphisme de haute pression, ils y jalonnent (Bard *et al.*, 1980 ; Matte, 1986) deux "ceintures" correspondant chacune à une paléosuture dont l'exacte localisation reste difficile à préciser compte tenu du caractère allochtone des affleurements concernés : la ceinture septentrionale du Lizard-Munchenberg et une ceinture méridionale dont les témoins participent aux grandes nappes cristalphylliennes du NW de la Péninsule Ibérique, de la Vendée et du Massif Central au sein du groupe leptyno-amphibolique. Le socle métamorphique du domaine méditerranéen (Provence, Italie) pourrait aussi comporter quelques restes de croûte océanique.

Mais ces affleurements témoignent-ils de vastes espaces océaniques (d'une ampleur "minimum de l'ordre de 2.000 km" selon Bard *et al.*, 1980) ou de phénomènes distensifs d'ampleur trop modeste pour permettre des différenciations significatives au sein des domaines périgondwaniens ?

Les sutures majeures, traces des océans disparus, sont classiquement démontrées au niveau d'alignements ophiolitiques qui séparent des domaines cratoniques complètement différents quant à leur lithologie et à leur peuplement faunistique. Or ce n'est pas le cas ici : en dépit de différences parfois bien marquées (par exemple, la stratigraphie de la zone centre-ibérique et celle de la zone de l'Ossa Morena sont effectivement distinctes de part et d'autre du linéament de Badajoz-Cordoue), les sutures envisagées tranchent indistinctement les sédiments de la "province des grès armoricains" puis ceux d'un vaste domaine caractérisé par des faciès siluriens relativement uniformes. Elles ne paraissent exercer aucun contrôle sur la distribution des principaux peuplements faunistiques puisque de nombreuses provinces d'Invertébrés, on l'a vu, s'organisent indépendamment d'elles.

Enfin l'assimilation de ces metabasites à des ophiolites paléozoïques reste à démontrer. Dans certains cas, une incertitude demeure quant à leur âge. On discute, par exemple (Cabanis *et al.*, 1983) de celui (briovérien ou paléozoïque ancien ?) des formations du

groupe du Bas-Limousin. Mais on discute aussi de leur signification géodynamique : lambeaux de complexes ophiolitiques pour les uns (Mercier *et al.*, 1982), les metabasites du Bas-Limousin seraient apparues, selon d'autres (Cabanis *et al.*, 1983), lors d'un stade précoce de distension affectant une croûte amincie dans un contexte de proto-rift. Ce type de discussion concerne d'autres affleurements de metabasites censées correspondre, dans l'orogène varisque, à des paléosutures dont l'existence supposée ne semble avoir en rien affecté la distribution des sédiments et des faunes dans les domaines concernés.

3) Vue d'ensemble.

En l'absence d'arguments décisifs en faveur de la présence de vastes océans pré-hercyniens dans la région, on peut donc rattacher l'Europe moyenne à un ensemble de plates-formes périgondwaniennes comportant, du Sud vers le Nord, les domaines suivants.

a) Un domaine pré-saharien.

Demeuré pratiquement stable depuis la fin du Protérozoïque supérieur, il correspondait, durant le Paléozoïque, à une immense plate-forme supportant de grands épandages fluviaux passant vers le Nord à des sédiments margino-littoraux, puis marins.

b) Un domaine péri-méditerranéen " pré-téthysien ".

Contrairement au précédent, il connaîtra une longue et complexe évolution orogénique hercynienne, puis alpine. Caractérisé durant le Paléozoïque ancien par une sédimentation épicontinentale à dominante détritique, souvent " flyschoidé " à l'Ordovicien et plus uniformément péritique au Silurien et siège d'un important magmatisme lié aux distensions qui l'affectent, ce domaine ne semble pas avoir évolué, au-delà d'un stade de rifting et d'amincissement crustal (cf. Vai et Coccozza, 1986), vers une véritable océanisation. A juste titre, on peut donc le qualifier (Termier et Termier, 1974, 1979) de " Téthys fracturale " ou, d'un autre point de vue, de " couloir téthysien " puisqu'il semble avoir été une voie particulièrement active d'échanges faunistiques avec le Moyen-Orient et l'Asie méridionale. Le terme de " pré-téthysien " que l'on propose ici tient au fait qu'après sa structuration hercynienne, il sera en partie océanisé lors de l'ouverture de la Téthys mésozoïque dont les distensions paléozoïques ont peut-être constitué les prémisses.

c) Un domaine de l'Europe moyenne.

C'est l'ultime extension vers le Nord des plates-formes péri-gondwaniennes (Massif Armoricaïn, Massif Central, Meseta Ibérique, Sud de l'Angleterre jusqu'au Pays de Galles, Allemagne, Bohême, etc...) auquel se rattachait sans doute la plate-forme d'Avalon. Durant la période considérée ici, sa paléogéographie était diversifiée à l'extrême, avec de vastes secteurs où se déposaient des sédiments néritiques et où prospéraient

des faunes benthiques à peu près identiques à celles du Nord de l'Afrique, des zones plus subsidentes et peut-être plus profondes où s'accumulaient durant le Cambro-Ordovicien des séries détritiques " flyschoides " et un ensemble de terres émergées — " archipels d'îles mal circonscrites " (Babin *et al.*, 1980) — à l'Ordovicien, partiellement englacées à l'Ordovicien supérieur puis en grande partie submergées lors de la transgression silurienne. Les distensions qui ont affecté ce domaine ont-elles dépassé le stade de l'amincissement crustal ? Rien ne permet actuellement de l'affirmer et même dans l'hypothèse où de véritables zones océanisées y seraient apparues, toutes les données stratigraphiques démontrent que leur ampleur serait restée modeste avant leur fermeture (à l'Acadien ?) et sa structuration durant le cycle varisque.

III. — RELATIONS ENTRE L'EUROPE DU NORD ET LES DOMAINES PERIGONDWANIENS DURANT LE PALEOZOIQUE ANCIEN

Au Dévonien inférieur, les couches détritiques marines du faciès rhénan se déposaient dans la partie septentrionale de l'Europe moyenne jusqu'aux rivages des massifs calédoniens jalonnés par les premiers affleurements de " Vieux Grès Rouges " que l'on observe de la zone d'Avalon — Knoydart Formation, en Nouvelle-Ecosse (Boucot *et al.*, 1974) — jusque dans le Sud de l'Angleterre puis en Allemagne du Nord (Erben et Zagora, 1967). A cette époque, une continuité cratonique était donc probable entre les domaines périgondwaniens et l'Europe du Nord. Mais qu'en était-il avant la surrection de l'édifice calédonien ? (fig. 1 et 2). Existait-il, au Nord du Gondwana, les vastes espaces océaniques que figurent de nombreux schémas paléogéographiques et qu'auraient dû traverser la " plaque armorique " pour rejoindre la Baltica, ou bien de simples mers épicontinentales séparaient-elles les différents secteurs d'une Pangée qui aurait été constituée dès le Paléozoïque ancien comme le suggèrent d'autres reconstitutions ? (Boucot et Gray, 1976 ; Termier et Termier, 1978, 1979).

1) On reconnaît effectivement, à certaines périodes et pour de nombreux groupes, une nette différenciation entre les faunes périgondwaniennes et celles de l'Europe du Nord. Comme on vient de le rappeler, c'est le cas des Trilobites du Cambrien inférieur (Teokritoff, 1979) et de l'Ordovicien (Whittington et Hugues, 1972, etc...), des Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur (Havlicek, 1976 ; Sheehan, 1979), des Acritarches de l'Ordovicien inférieur (Martin, 1982) ou des Ostracodes du Silurien terminal (Dégardin et Lethiers, 1982).

Ces différences faunistiques, dont on pourrait multiplier les exemples (revue in Babin *et al.*, 1980 ; Cocks et Fortey, 1982), justifient donc les vastes intervalles marins — océaniques ou non — qui, sous diverses appellations (mer ou océan médio-européen, Rheic océan, Mer de Tornquist...), séparent le Gondwana

septentrional et l'Europe du Nord dans de nombreuses reconstitutions.

2) La suture du Lizard-Muncheberg (Bard *et al.*, 1980), "ceinture nord" représentée dans l'édifice hercynien (Matte, 1986) par les roches du Lizard obduites sur la croûte continentale de Cornouailles, et vers l'Est, par celles du Muncheberg, pourrait-elle représenter les traces d'un vaste espace océanique susceptible d'expliquer ces différences faunistiques? Il semble prématuré de le penser. Bien que les affinités océaniques des roches du Lizard soient reconnues, l'apparition de cet élément de croûte océanique serait intra-dévonienne et donc sub-contemporaine de son obduction (discussion *in* Rolet, Le Gall *et al.*, 1986), ce qui laisserait présager d'une ampleur modeste. De plus, les premiers résultats du profil ECORS n'auraient pour l'instant apporté (Cazes *et al.*, 1985) aucune indication de nature à confirmer l'existence d'une suture majeure dans la croûte hercynienne du Nord de la France entre les affleurements du Lizard et ceux du Muncheberg.

En outre, de nombreuses données stratigraphiques (Dean, 1976; Whittington et Hugues, 1972; Whittington, 1973; Babin *et al.*, 1980; Cocks et Fortey, 1982) conduisent à inclure dans le même ensemble paléogéographique les domaines sud-britannique ("Anglo-Welsh area") et médio-européen que cette hypothétique suture devrait théoriquement séparer.

3) Indiscutables pour certains groupes et à certaines périodes, les différences faunistiques entre l'Europe du Nord et les domaines péri-gondwaniens ne sont pas absolues.

Au Cambrien moyen, la "province Viking" englobait (Jell, 1974, p. 325, et fig. 8 à 11) la Scandinavie, la Pologne, l'Europe moyenne et méridionale, la Turquie, Israël, le Maroc et les provinces maritimes canadiennes. De même, Burrett et Richardson (1980) ont figuré, pour le Cambrien moyen, des aires de répartition réunissant l'ensemble de l'Europe et le Maroc au sein d'un "royaume européen" qui, contrairement aux reconstitutions de Jell (1974), est proche du Gondwana.

Même lorsque les différences faunistiques sont bien marquées, certaines formes caractéristiques de l'un des domaines réussissent à pénétrer dans l'autre. Ainsi, au Cambrien supérieur, le genre *Bergeronites*, Trilobite de la province ouest-pacifique (Australie, Extrême-Orient), de l'Elbourz, du Taurus et de la Montagne Noire, existe en Suède, dans la province acado-baltique (*in* Feist et Courtessole, 1984) tandis que les Trilobites de l'Asghill de l'Anti-Atlas, qui ont de grandes affinités avec ceux de la Bohême, en ont aussi avec ceux de la Pologne et de la Scandinavie. Certaines des formes de *Cruziana* (*C. fasciculata* du Cambrien inférieur et *C. semiplicata* du Cambrien supérieur-Trémadoc), qui abondent au Paléozoïque ancien dans les formations détritiques des plates-formes périgondwaniennes, sont d'ailleurs également signalées en Scandinavie (*in* Seilacher, 1970).

Inversement, *Cyclolituites* sp., Nautiloïde des régions baltes et nord-américaines, a été reconnu dans le Llandeilo de la Meseta Ibérique (Blachère, 1978) tandis qu'à la fin de l'Ordovicien, les éléments les plus résistants des faunes chaudes des régions équatoriales atteignent les domaines septentrionaux (Termier et Termier, 1979).

Ces échanges peuvent entraîner, dans certains cas, de véritables mélanges de faunes. Ainsi, Vai (1971) insiste sur le caractère mixte des faunes de l'Ordovicien des Alpes carniques où l'on rencontre des formes typiques de la province anglo-scandinave. Mais l'un des cas les plus spectaculaires est celui de l'Ordovicien inférieur du Taurus, en Turquie méridionale: dans une série paléozoïque ancienne dont la succession lithologique offre de grandes similitudes avec celle de la Montagne Noire (Monod, 1977), la partie supérieure de la formation de Seydisehir a livré une succession de faunes téthysiennes puis balto-scandinaves et passe en continuité à la formation de Sobova dont la plupart des Trilobites appartiennent aussi à la province balto-scandinave et sont accompagnés de conodontes d'affinités baltiques (Dean, 1975; Monod, 1977). Les Nautiloïdes de l'Arenig de Turquie présentent également de grandes affinités (Crick, 1980) avec ceux de la province balte.

Enfin, la répartition des Vertébrés siluro-dévonien suggère des relations faciles entre l'Europe du Nord et le Gondwana septentrional. Ainsi, celle des Hétérostracés du Silurien supérieur - Dévonien inférieur conduit à interpréter l'espace où vivaient ces faunes comme une vaste plate-forme marine parsemée d'îles et s'étendant entre le continent nord-atlantique et le Gondwana (Blieck, 1982). Une telle paléogéographie serait de nature à expliquer les similitudes entre les Vertébrés dévonien de l'Iran, et en particulier celles des "Crossoptérygiens" de la région de Kerman (Janvier et Martin, 1979) avec ceux de l'Europe du Nord, et la présence de l'Agnathe *Thelodus parvidens*, caractéristique, au Silurien terminal, des territoires nord-européens (Turner et Tarling, 1982), dans le Silurien supérieur de la zone de Meguma (Bouyx et Goujet, 1985), présumée d'origine périgondwanienne.

En définitive, on peut donc estimer que pour être crédibles, les hypothèses actuellement formulées doivent proposer un cadre paléogéographique compatible avec de grandes facilités de communications entre ces différents domaines. Pour l'Ordovicien (fig. 1), les reconstitutions de Boucot et Gray (1976) ou de Termier et Termier (1979) semblent alors plus vraisemblables que celles proposant de vastes intervalles entre les domaines périgondwaniens et l'Europe du Nord. De même, pour le Silurien (fig. 2), celles de Boucot et Gray (1976) ou même de Turner et Tarling (1982) paraissent préférables à celles qui figurent de grands espaces entre la Baltica et l'Ouest-européen demeuré proche du Gondwana (Scotese *et al.*, 1979) ou entre l'Ouest-européen uni à la Baltica mais complètement séparé de l'ensemble gondwanien (Smith, 1981).

CONCLUSIONS

Un ensemble de données relatives au Paléozoïque anté-carbonifère du Gondwana septentrional, à celui de l'Europe moyenne et méridionale et à celui des zones d'Avalon et de Meguma suggère donc l'appartenance de tous ces domaines à un vaste ensemble de plates-formes périgondwaniennes durant le Paléozoïque inférieur et moyen.

En outre, malgré d'indéniables différences faunistiques à certaines périodes entre les domaines nord-européens (Baltica) et périgondwaniens, l'apparition, en Europe moyenne et méridionale, de faunes caractéristiques de l'Europe du Nord et les mélanges faunistiques constatés dans diverses zones conduisent à envisager des relations plus étroites que celles généralement admises entre les domaines périgondwaniens et nord-européens au sein d'une Pangée qui aurait été constituée dès le Paléozoïque ancien. Cette continuité cratonique entre le Gondwana et l'Europe du Nord n'aurait été qu'épisodiquement et partiellement interrompue lors de phénomènes distensifs dont témoignent, outre un volcanisme souvent bien développé, les corps basiques et ultrabasiques présents dans le socle hercynien ouest-européen. Même dans l'hypothèse, encore controversée, où ces distensions auraient parfois dépassé le stade de l'amin-cissement crustal et du proto-rift, elles n'auraient sans doute jamais entraîné l'apparition d'aires océanisées suffisamment vastes pour provoquer de véritables différenciations faunistiques en Europe moyenne, même au niveau de la "suture" du Lizard.

Dans ces conditions, la limite septentrionale du Gondwana de l'époque ne pouvait s'identifier, avant la surrection de l'édifice calédonien, à une frontière de plaque avec la Baltica. Elle devait plutôt correspondre à la limite d'extension vers le Nord des faunes froides ou tempérées "méditerranéennes", vers une zone de hauts-fonds et de terres émergées au niveau de l'Europe moyenne actuelle, qui séparaient alors les mers "médio-européennes" de celles qui recouvraient la plate-forme "pré-téthysienne" des domaines péri-méditerranéens.

Mais les formes nord et sud-européennes étaient-elles en mesure de franchir de tels espaces pour venir se mélanger aux faunes des domaines opposés ? Durant le Paléozoïque ancien, on le sait, l'intervalle devait être considérable entre les domaines ibéro-armoricains situés à une paléolatitute élevée à l'Ordovicien et la Baltica proche de l'Equateur.

De même qu'en Asie méridionale les reconstitutions tenant compte d'une certaine expansion du globe terrestre permettent de figurer une Téthys étroite (Owen, 1983) plus conforme aux réalités paléobiogéographiques (Termier et Termier, 1979, 1985) que les vastes espaces téthysiens généralement admis, il est certain que les échanges faunistiques entre l'Europe du Nord et les domaines périgondwaniens ouest-européens seraient grandement facilités dans l'hypothèse de l'expansion terrestre. Cette théorie, en tout cas, "semble jeter une lumière sur des problèmes que les anciennes hypothèses ne peuvent expliquer..." pour reprendre une formule jadis utilisée (Choubert, 1935, p. 5) en faveur de la "dérive des continents" alors presque unanimement rejetée !

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. et ROBARDET M. (1976). — The Ordovician of the Armorican Massif (France). In Bassett M.G. (ed.). The Ordovician System, University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, p. 359-385.
- 2) BABIN C., COCKS L.R.M. et WALLISER H. (1980). — Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. 26^e Congrès Géol. Intern., Paris, 1980, Coll. C6. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 191-202.
- 3) BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1980). — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^e Congrès Géol. Intern., Paris, 1980, Coll. C6. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 233-246.
- 4) BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE Ph. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Coll. I.F.P. - C.N.E.X.O., 22, t. 1, 4, p. 1-68.
- 5) BASSOULLET J.P., BOULIN J., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. et MONTENAT C. (1980). — L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier indien, du Carbonifère au Crétacé. 26^e Congrès Géol. Intern., Coll. C5, p. 180-198.
- 6) BEGE V. (1970). — Der Armorikanische Quartzit in Spanien (Paläogeographie, Fazies und Sedimentation des tieferen Ordoviziums). 106 p., 7 pl. Diss. Math-naturwiss. Fak. Univ. Heidelberg.
- 7) BERRY W.B.N. et BOUCOT A.J. (1967). — Pelecypod-Graptolite association in the Old World Silurian. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 78, p. 1515-1522.
- 8) BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Publ. Inst. Fr. Pétrole, Sci. et Techn. Pétrole*, n° 18, Technip, Paris, 464 p.
- 9) BLACHERE H. (1978). — Etude géologique et minière de la région de Chillón el Borracho (synclinal d'Almaden) Ciudad Real, Espagne. Thèse de 3^e cycle, Orsay, 156 p.

- 10) BLAISE J., BORDET P., MONTENAT C., DESPARMET R. et MARIN P. (1977). — Recherches géologiques dans les Montagnes centrales d'Afghanistan (Hazarajat et sa bordure orientale). *Mém. h.-s. Soc. géol. France*, n° 8, p. 117-143.
- 11) BLAISE J. et BOUYX E. (1980a). — Remarques sur le Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Afghanistan central et des domaines ibéro-armoricains : stratigraphie comparée et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), t. XII, fasc. 1, p. 63-76.
- 12) BLAISE J. et BOUYX E. (1980b). — Les séries cambro-ordoviciennes à *Cruziana* et le problème de l'extension septentrionale des plates-formes "péri-gondwaniennes" durant le Paléozoïque inférieur. *C.R. Ac. Sc.*, t. 291, sér. D, p. 793-796.
- 13) BLIECK A. (1982). — Les grandes lignes de la biogéographie des Hétérostracés du Silurien supérieur-Dévonien inférieur dans le domaine Nord-Atlantique. *Paléogéogr., Paléoclimat., Paléoécol.*, vol. 38, p. 283-316.
- 14) BONHOMMET N. et PERROUD H. (1986). — Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 1, p. 35-42.
- 15) BOUCEK B.V. (1972). — The Paleogeography of Lower Ordovician Graptolite Faunas : a possible evidence of Continental Drift. *24^e Int. Geol. Congr.*, Section 7, p. 266-271.
- 16) BOUCOT A.J. (1960). — Implication of Rhenish Lower Devonian brachiopods from Nova Scotia. *21^e Congr. Geol. Intern.*, pt. 12, p. 129-137.
- 17) BOUCOT A.J., DEWEY J.F., DINELEY D.L., FLETCHER R., FYSON W.K., GRIFFIN J.G., HICKOX C.F., Mc KERROW W.S. et ZIEGLER A.M. (1974). — Geology of the Arisaig Area, Antigonish County, Nova Scotia. *Geol. Soc. America*, Sp. Paper, 139.
- 18) BOUCOT A.J. et GRAY J. (1976). — A Palaeozoic Pangaea ? In Gray J. et Boucot A.J. (ed.) : Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment. Oregon state University press, p. 465-482.
- 19) BOUCOT A.J., JOHNSON J.G. et TALENT J.A. (1968). — Lower and Middle Devonian Faunal Province based on Brachiopoda. Intern. Symp. Devonian Syst., *Alberta Soc. Petrol. Geol. Calgary*, Canada, 1967, vol. II, p. 1239-1254.
- 20) BOUYX E. (1962). — Sur un gisement de Cystidés de l'Ordovicien moyen de la Sierra Morena. *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 7, p. 197-198.
- 21) BOUYX E. (1964). — La transgression ordovicienne dans la Sierra de Mesta Mestanza (Espagne méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, t. 258, p. 2125-2128.
- 22) BOUYX E. (1966). — Répartition verticale des pistes bilobées dans l'Ordovicien inférieur de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale). *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 88-89.
- 23) BOUYX E. (1970). — Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, 263 p.
- 24) BOUYX E. (1981a). — Remarques sur la limite septentrionale du Gondwana durant les temps paléozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, n° 6, p. 553-563.
- 25) BOUYX E. (1981b). — Les formations à *Cruziana* du Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Europe occidentale et du Gondwana : stratigraphie comparée et implications paléogéographiques. *Bulletin du Groupe français d'Etude du Gondwana*, n° 2, 5 p.
- 26) BOUYX E. (1986). — Revue critique des hypothèses relatives à l'origine gondwaniennne de l'Acadie (Appalaches septentrionales). *Bulletin du Groupe français d'Etude du Gondwana*, n° 9, p. 29-41.
- 27) BOUYX E., BLAISE J. et BOULIN J. (1980). — Extension des plates-formes cambro-ordoviciennes à pistes bilobées aux marges péri-gondwaniennes de la Téthys du Paléozoïque ancien. *8^e Réunion ann. Sc. Terre*, Marseille, p. 64.
- 28) BOUYX E., BOUCARUT M., CLIN M. et ZEILINGA DE BOER J. (1985). — Le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma, en Nouvelle-Ecosse (Provinces maritimes canadiennes). Comparaison avec l'Europe occidentale et implications paléogéographiques. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 147-166.
- 29) BOUYX E. et GOUJET D. (1985). — Découverte de Vertébrés dans le Silurien supérieur de la zone de Meguma (Nouvelle-Ecosse, Canada) : implications paléogéographiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 301, série II, p. 711-714.
- 30) BRICE D. (1977). — Biostratigraphie du Dévonien d'Afghanistan. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*, n° 8, p. 267-276.
- 31) BURRETT C.F. (1972). — Plate tectonics and the hercynian orogeny. *Nature*, vol. 239, p. 155-157.
- 32) BURRETT C. et RICHARDSON R. (1980). — Trilobite biogeography and Cambrian tectonics models. *Tectonophysics*, 63, p. 155-192.
- 33) CABANIS B., GUILLOT P.L., SANTALLIER D., JAFFREZIC H., MEYER G. et TREUIL M. (1983). — Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, n° 4, p. 563-574.
- 34) CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., VANNGOC P. et RAOULT J.F. (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. 1, n° 6, p. 925-941.
- 35) CHAUVEL J. (1966). — Echinodermes de l'Ordovicien du Maroc. *Cahiers de Paléontologie*, Ed. du C.N.R.S., 117 p., 16 pl.

- 36) CHAUVEL J.J., ROBARDET M. et LEFORT J.P. (1980). — Massif Armoricaïn. In Géologie des Pays européens, France, Belgique, Luxembourg. Dunod, Paris, p. 125-178.
- 37) CHOUBERT B. (1935). — Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (1), vol. VIII, fasc. 1, p. 5-50.
- 38) COCKS L.R.M. et FORTEY R.A. (1982). — Faunal evidence for oceanic separation in the Palaeozoic of Britain. *J. geol. Soc. London*, vol. 139, p. 465-478.
- 39) COGNE J. (1971). — Le massif armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens : l'arc hercynien ibéro-armoricaïn. In Histoire structurale du golfe de Gascogne. *Publ. Inst. fr. Pétrole*, Coll. et séminaires, 22, t. I, p. 1-24.
- 40) COGNE J. (1982). — Les chaînes anciennes en France : un programme fondamental pour la connaissance de la croûte continentale ouest-européenne et les problèmes stratigraphiques protérozoïque-paléozoïque. In Programme Géologie profonde de la France. *Documents du B.R.G.M.*, n° 40, p. 35-43.
- 41) COGNE J. et WRIGHT A.E. (1980). — L'orogène cadomien. 26^e Congrès Géol. Intern., Paris, 1980, Coll. C6. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 29-55.
- 42) COLCHEN M. (1967). — Sur la présence du Cambrien supérieur à "Prochuangia" et à "Chuangia" dans la Sierra de la Demanda (Logrono), Espagne. *C.R. Ac. Sc.*, t. 264, série D, p. 1687-1690.
- 43) COLLOMB G.R. (1962). — Etude géologique du Jebel Fezzan et de sa bordure paléozoïque. *Notes et Mém. C.F.P.*, n° 1, 35 p.
- 44) COMPAGNIES PETROLIERES (1964). — Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. *Mém. h.-s. Soc. géol. France*, n° 2, 56 p., 11 pl.
- 45) CRICK R.E. (1980). — Integration of paleobiogeography and paleogeography : evidence from arenigian nautiloid biogeography. *Journal of Paleontology*, vol. 54, n° 6, p. 1218-1236.
- 46) CRIMES T.P. (1975). — The stratigraphical significance of traces fossils. In Frey R.W. (ed.) : The study of traces fossils. Springer-Verlag, p. 109-130.
- 47) DEAN W.T. (1975). — Cambrian and Ordovician correlation and trilobite distribution in Turkey. *Fossils and Strata*, n° 5, p. 353-373.
- 48) DEAN W.T. (1976). — Some aspects of ordovician correlation and trilobite distribution in the Canadian Appalachians. In Basset M.G. (ed.) : The Ordovician System. *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* (1974), University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, p. 227-250.
- 49) DEGARDIN J.M. (1980). — La faune à Graptolite de type sarde : son extension stratigraphique et sa répartition géographique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. C, p. 119-129.
- 50) DEGARDIN J.M. et LETHIERS F. (1982). — Une microfaune (Conodonta, Ostracoda) dans le Silurien terminal des Pyrénées centrales espagnoles. *Rev. Esp. Micropal.*, vol. XIV, p. 335-358.
- 51) DESTOMBES J. (1954). — Sur la présence du Llanvirn à minerai de fer oolithique dans l'anticlinal de Tiflet (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 294-296.
- 52) DESTOMBES J. (1967). — Distribution et affinités des genres de Trilobites ordoviciens de l'Anti-Atlas (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 133-134.
- 53) DESTOMBES J. et HENRY J.L. (1987). — Trilobites Calmoniidae de l'Ordovicien du Maroc et les origines de la province Malvino-Cafre. *Lethaia*, vol. 20, p. 129-139.
- 54) DEWEY J.F. (1969). — Evolution of the Appalachian-Caledonian Orogen. *Nature*, vol. 222, p. 124-129.
- 55) DORE F., DUPRET L. et LE GALL J. (1985). — Tillites et tilloïdes du Massif Armoricaïn. *Paléogéogr., Paléoclimatol., Paléocécol.*, vol. 51, p. 85-96.
- 56) DORE F. et LE GALL J. (1972). — Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIV, p. 199-211.
- 57) ERBEN H.K. et ZAGORA K. (1968). — Devonian of Germany. Intern. Symp. Devonian Syst. *Alberta Soc. Petrol. Geol. Calgary*, Canada, 1967, vol. 1, p. 53-68.
- 58) FEIST R. et COURTESSOLE R. (1984). — Découverte de Cambrien supérieur à trilobites de type est-asiatique en Montagne Noire (France méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, sér. II, t. 298, p. 177-182.
- 59) FORTEY R.A. et MORRIS S.F. (1982). — The Ordovician Trilobite *Neuseretus* from Saudi Arabia and the palaeogeography of the *Neuseretus* fauna related to the Gondwanaland in the earlier Ordovician. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, t. 36, 2, p. 63-75.
- 60) FORTEY R.A. and OWENS R.M. (1978). — Early Ordovician (Arenig) stratigraphy and faunas of the Carmathen district, south-west Wales. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, vol. 30, p. 225-294.
- 61) HAVLICEK V. (1976). — Evolution of ordovician brachiopod communities in the Mediterranean province. In Basset M.C. (ed.) The Ordovician System. *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* (1974), University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, p. 349-358.
- 62) HENRY J.L., NION J., PARIS F., et THADIEU D. (1974). — Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du Massif armoricaïn : essai de comparaison et signification paléogéographique. *Com. Serv. Géol. Port.*, LVII, p. 303-345.
- 63) JAEGER H. et ROBARDET M. (1979). — Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *Géobios*, n° 12, fasc. 5, p. 687-714.
- 64) JANVIER Ph. et MARTIN M. (1979). — Les vertébrés dévoniens de l'Iran central. II - Coelacanthiformes, Struniiformes, Osteolepiformes. *Geobios*, n° 12, fasc. 4, p. 497-511.

- 65) JELL P.A. (1974). — Faunal provinces and possible planetary reconstruction of the Middle Cambrian. *Journal of Geology*, vol. 82. p. 319-350.
- 66) KEPPIE J.D. (1977). — Plate tectonic interpretation of palaeozoic World Maps (with emphasis on circum-atlantic orogens Southern Nova Scotia). *Nova Scotia Dept. Mines*, paper 77-3.
- 67) KILIAN C. (1926). — Sur la mesure dans laquelle la période silurienne est représentée par les formations de l'enceinte tassilienne et sur la présence de l'Ordovicien au Sahara. *C.R. Ac. Sc.*, t. 182. p. 146-148.
- 68) KOBAYASHI T. (1971). — The eurasiatic faunal connection in the Ordovician period. *Mem. Bur. Rech. Géol. Min.*, 73, p. 281-290.
- 69) LEGRAND Ph. (1981). — Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes et Mém. C.F.P.*, n° 16. p. 9-22, 9 pl.
- 70) LETHIERS F. (1983). — Paléobiogéographie des faunes d'Ostracodes au Dévonien supérieur. *Lethaia*, vol. 16, p. 39-49.
- 71) MARTIN F. (1982). — Some aspects of late Cambrian and early Ordovician acritarchs. In Basset M.G. and Dean W.T. (eds): The Cambrian-Ordovician boundary: sections, fossil distributions and correlations. National Museum of Wales. *Geological series*, n° 3. Cardiff. p. 29-40.
- 72) MATTE Ph. (1986). — La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II. p. 9-24.
- 73) MENCHIKOFF N. (1933). — Sur l'Ordovicien des chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 218-219.
- 74) MENCHIKOFF N. (1935). — Le Dévonien inférieur du Menakeb (Sahara occidental). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 74-75.
- 75) MERCIER J.C., POZZO DI BORGO M., FRISON J.Y. et GIRARDEAU J. (1982). — Les associations basiques et ultrabasiques du Bas-Limousin: restes d'un complexe ophiolitique démembré d'une fraîcheur remarquable. 9^e Réunion ann. Sc. Terre, Paris, 1982. p. 430.
- 76) MONOD O. (1977). — Recherches géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beysehir (Turquie). Thèse de Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Univ. Paris-Sud (Orsay).
- 77) OWEN H.C. (1983). — Atlas of Continental displacement 200 MA to present. Cambridge Univ. press.
- 78) PARIS F. et ROBARDET M. (1977). — Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7). t. XIX. p. 1121-1126.
- 79) PERROUD H. (1982). — Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C). t. XIV. fasc. 1. p. 1-114.
- 80) PERROUD H., VANDER VOO R. et BONHOMET N. (1984). — Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, vol. 12. p. 579-582.
- 81) RANGER M.J. PICKERILL R.K. et FILLION D. (1984). — Lithostratigraphy of the Cambrian? - Lower Ordovician Bell Island and Wabana group of Bell, Little Bell and Kellys islands, Conception Bay, eastern Newfoundland. *Can. J. Earth. Sci.*, vol. 21. p. 1245-1261.
- 82) RIDD M.F. (1971). — South-East Asia as part of Gondwanaland. *Nature*, vol. 234, p. 531-533.
- 83) ROBARDET M. (1981). — Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In Earth's pre-Pleistocene glacial record (Mambrey M.J. et Harland W.B. ed.), Cambridge Univ. Press, Cambridge. p. 585-589.
- 84) ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P. et GRAVELLE M. (1986). — L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, p. 43-54.
- 85) SCHENK P.E. (1971). — Southeastern Atlantic Canada, North-western Africa and Continental Drift. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8. p. 1218-1251.
- 86) SCHENK P.E. (1972). — Possible Late Ordovician Glaciation of Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 9. p. 95-107.
- 87) SCHENK P.E. (1981). — The Meguma zone of Nova Scotia - a remnant of Western Europe, South America or Africa? In Geology of the North Atlantic Borderlands. J.M. Kerr et A.J. Ferguson (ed.). *Can. Soc. Petroleum Geol.*, Mem. 7. p. 119-148.
- 88) SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VANDER VOO R. et ZIEGLER A.M. (1979). — Paleozoic base maps. *Journ. of Geology*, vol. 87, n° 3, p. 217-277.
- 89) SEILACHER A. (1970). — *Cruziana* stratigraphy of "non-fossiliferous" Palaeozoic sandstones. *Geol. Jour., Spec. Issue*, 3, p. 447-476.
- 90) SEILACHER A. et CRIMES T.P. (1969). — "European" Species of Trilobite Burrows in Eastern Newfoundland. In Kay M. (ed.): North Atlantic Geology and Continental Drift. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. 12, p. 145-148.
- 91) SELLEY R.C. (1970). — Ichnology of Palaeozoic sandstones in the Southern Desert of Jordan: a study of traces fossils in their sedimentologic context. *Geol. Journ., Spec. Issue*, 3, p. 477-488.
- 92) SHEEHAN P.M. (1979). — Swedish Late Ordovician Marine Benthic Assemblages and their Bearing on Brachiopod Zoogeography. In Historical Biogeography, Plate tectonics and the Changing Environment. J. Gray et A.J. Boucot (ed). The Oregon State University Press, p. 61-73.
- 93) SMITH A.G. (1981). — Phanerozoic Equal-Area Maps. *Geol. Rundschau*, vol. 70, p. 91-127.

- 94) SOUGY J. (1964). — Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Thèse Sc. Nancy 1961 et *Ann. Fac. Sc. Univ. Dakar*, t. 15, 695 p.
- 95) SPJELDNAES N. (1961). — Ordovician climatic zones. *Norsk Geol. Tid.*, vol. 41., p. 45-77.
- 96) STOCKLIN J. (1977). — Structural correlation of the alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*, n° 8, p. 333-353.
- 97) SUESS E. (1885-1900). — Das Antlitz der Erde. Trad. française : La face de la Terre, par E. de Margerie. Armand Colin Ed., Paris.
- 98) TAMAIN G. (1971). — L'Ordovicien est-marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 73, p. 403-416.
- 99) TEICHERT C. (1952). — 19^e Congr. géol. Intern., Alger, 1952, *Symp. séries du Gondwana*, p. 7-12.
- 100) THEOKRITOFF C. (1979). — Early Cambrian provincialism and biogeographic boundaries in the North Atlantic region. *Lethaia*, vol. 12, p. 282-295.
- 101) TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. T. I : les terrains primaires et le Permo-Trias. Service des Mines et de la carte géologique du Maroc. *Notes et Mém.*, n° 33, 743 p.
- 102) TERMIER H. et TERMIER G. (1964). — Les Temps fossilifères. I. - Paléozoïque inférieur. Masson, Paris, 689 p.
- 103) TERMIER H. et TERMIER G. (1974). — Distribution des faunes marines dans le Sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 97, p. 387-446.
- 104) TERMIER H. et TERMIER G. (1977). — Position entre Gondwana et Téthys des provinces afghanes au Carbonifère et au Permien. Essai biogéographique. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*, n° 8, p. 309-324.
- 105) TERMIER H. et TERMIER G. (1978). — Quelques définitions du Gondwana. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 259-264.
- 106) TERMIER H. et TERMIER G. (1979). — Histoire de la Terre, *Presses Universitaires de France*, Paris, 430 p.
- 107) TERMIER H. et TERMIER G. (1985). — Arguments paléogéographiques favorables à l'expansion terrestre. *Bulletin du Groupe français d'Etude du Gondwana*, n° 8, p. 45-57.
- 108) TURNER S. et TARLING D.H. (1982). — Thelodont and other Agnathan distribution as Tests of Lower Palaeozoic continental reconstructions. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, vol. 39, p. 295-311.
- 109) VAI G.B. (1971). — Ordovicien des Alpes carniques. *Mem. B.R.G.M.*, n° 73, p. 437-450.
- 110) VAI G.B. et COCOZZA (1986). — Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, p. 95-114.
- 111) VANDER VOO R. (1979). — Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 60, p. 241.
- 112) VERNEUIL E. de et BARRANDE J. (1885). — Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et dévoniens d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Monts de Tolède. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. 12, p. 964-1025.
- 113) WATERLOT M. (1985). — La fragmentation du Gondwana. In *Evolution géologique de l'Afrique. Publ. C.I.F.E.G.*, p. 249-263, Paris.
- 114) WHITTINGTON H.B. (1973). — Ordovician Trilobites. In Hallam A. (ed.) : Atlas of Paleobiogeography. Elsevier, p. 10-18.
- 115) WHITTINGTON H.B. et HUGUES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from Trilobites distribution. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B 263, p. 235-278.
- 116) ZONENSHAIN L.P., KUZMIN M.I. et KONOVOV M.V. (1985). — Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans. *Earth. Planet. Sc. Letters*, vol. 74, p. 103-116.



Displaced terranes of Gondwana origin in Indonesia: Paleomagnetic implications

Les terrains exotiques d'origine gondwanienne en Indonésie : Implications paléomagnétiques

by Hans WENSINK (*)

Abstract. — After a general review of the geotectonics in Southeast Asia, and in particular in the southeastern part of the Indonesian archipelago, paleomagnetic results are presented for rocks from two islands in Eastern Indonesia: a) from Timor situated on the non-volcanic outer Banda Arc; b) from Misool located west of New Guinea. The characteristic remanence directions have been determined from sediments both of Permian and of Early Cretaceous age which were collected in Timor. The Permian sediments on the island of Timor seem to be displaced terrane of Australian origin. The Early Cretaceous sediments must have been deposited in a deep-sea environment in an area about 1 000 km to the south of their present position in Timor; these sediments were shifted northwards during the northward drift of the Australian continent.

Virtual paleomagnetic pole positions have been computed from the characteristic remanence directions derived from two formations on the island of Misool of late and very late Cretaceous age, respectively. The positions do not correspond entirely to those derived from Australian rocks of the same age, indicating that relative to the main Australian continent its northwestern extension including Misool was originally positioned further to the north.

Résumé. — Après une analyse générale de la géotectonique de l'Asie du Sud-Est et, plus particulièrement, de la partie sud-orientale de l'archipel indonésien, l'auteur expose les résultats paléomagnétiques de l'étude d'échantillons provenant des deux îles d'Indonésie orientale: a) l'île de Timor, située sur l'arc extérieur, non volcanique, de Banda; b) l'île de Misool, située à l'Ouest de la Nouvelle-Guinée. Les directions de rémanence caractéristique ont été déterminées à partir de sédiments du Permien et du Crétacé échantillonnés à Timor. Les sédiments permieniens de l'île de Timor semblent être des formations allochtones d'origine australienne. Les sédiments du Crétacé inférieur doivent s'être déposés en environnement marin profond, dans une zone située environ 1.000 km au Sud de leur position actuelle; ces différents sédiments ont été déplacés vers le nord lors de la dérive, de même direction, du continent australien.

Les positions paléomagnétiques virtuelles des pôles ont été calculées à partir des directions de rémanence caractéristique provenant de deux formations de l'île de Misool respectivement d'âge crétacé supérieur et d'âge crétacé tout à fait terminal. Ces positions ne correspondent pas exactement à celles établies à partir d'échantillons australiens du même âge, indiquant ainsi que l'extension nord-occidentale du continent australien, comprenant Misool, se faisait, à l'origine, plus vers le Nord.

I. — INTRODUCTION

The Indonesian Archipelago is located in an area where three main plates come together, viz. the Eurasian Plate, the Pacific Plate, and the Australian-Indian Plate.

In addition, in Southeast Asia one can distinguish a number of smaller plates, such as the Caroline Plate, an oceanic plate located to the north of New Guinea, the Philippine Plate, and the Main Southeast Asian Plate. The latter plate originated as a result of the northward movement of the Indian Subcontinent. The

(*) Paleomagnetic Laboratory, Institute of Earth Sciences, P.O. Box 80.021, 3508 TA Utrecht (The Netherlands).

Southeast Asian Plate is bounded towards the north, in Tibet and in the southern part of China, by a number of left-lateral transcurrent faults.

In Late Neogene time a microplate, the Sunda Plate (fig. 1), separated from the Main Southeast Asian Plate, giving rise to a new spreading centre in the Andaman Sea, north of Sumatra (Hamilton, 1979).

The Indonesian Archipelago is bordered towards the southwest, the south, and the east by the Sunda-Banda Arc System which is convex towards the Indian Ocean and Australia. The Sunda Arc forms a classic example of subduction with underthrusting of the oceanic crust of the Indian Ocean Plate beneath the continental crust of Sundaland; there is a deep trough on the ocean side of the arc system, the Java Trough. The western part of the system, the Sunda Arc System, is built up of a non-volcanic outer arc, made up of melanges, which are sediments that have been scraped off from the subducting oceanic crust, and a volcanic inner arc which contains extrusive rocks of intermediate composition, which are exposed on the islands of Java and Sumatra and on the Lesser Sunda Islands, further to the east.

The Sunda Arc continues east of 120° in the Banda Arc. The Banda Arc System has a fairly complicated structural development, partly due to the northward movement of the front of the Australian Plate; Australia has pushed aside the Banda Arc System. The Banda Sea, north of the Banda Arc, is made up of oceanic crust (fig. 1).

II. — RIFTING AND RIFT-DRIFT SEQUENCES

In the Early Mesozoic Australia belonged to Gondwana; at that time Australia was situated at fairly high southern latitudes. In Early Jurassic time at the northern margin of Gondwana, along the present north and west coast of the Australian continent, rifting took place which resulted into the separation of a continental block that broke up again in smaller units. These smaller units now occur as displaced terrains within the Indonesian Archipelago.

A process of rifting is often accompanied by a number of stages each of them with specific tectonic activities and deposits: the Rift-Drift Sequences

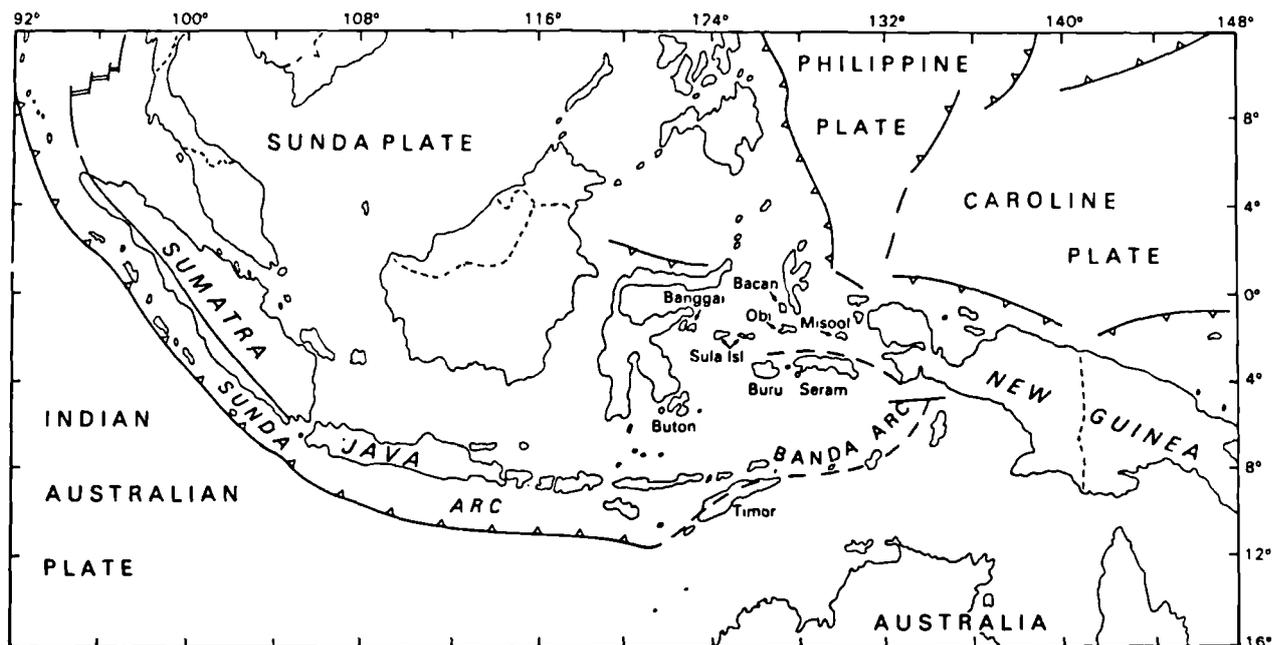


Fig. 1. — Map of the Indonesian Archipelago with the main lithosphere plates.

The microcontinents of possible Australian origin are indicated, viz. the Banggai and Sula Islands, Bacan, Obi, Buru, Seram, Buton, and Timor. Paleomagnetic results are presented from rocks of two islands, viz. Timor and Misool.

Fig. 1. — Carte de l'archipel indonésien indiquant les principales plaques lithosphériques.

On a situé les microcontinents pouvant être d'origine australienne : les îles Banggai et Sula, Bacan, Obi, Buru, Seram, Buton et Timor. Les résultats paléomagnétiques proviennent de l'échantillonnage de deux îles : Timor et Misool.

(Schneider, 1972 ; Falvey, 1974). Usually, three different sequences can be distinguished :

— Pre-Break-Up Sequence, with continental and shallow marine deposits at the beginning of the rifting ;

— Break-Up Sequence, with major faulting during the process of active rifting, and with local volcanic activity, with deposition of clastics, a separation of continental blocks, and with a beginning of the formation of oceanic crust ;

— Post-Break-Up Sequence, with a sinking of the continental margins, and with restricted marine sedimentation followed by more open marine deposition.

Detailed geological mapping made it possible to distinguish Rift-Drift Sequences in New Guinea and also on a number of smaller Indonesian islands (Pigram and Panggabean, 1984). This resulted in the discovery of displaced terrains, microcontinents of possible Australian origin, viz. the islands of Seram, Buru, Obi, Bacan, Buton, the Banggai and Sulu Archipelago, and the island of Timor (fig. 1).

III. — PALEOMAGNETIC RESEARCH

1) General.

A paleomagnetic analysis of rocks collected on the microcontinents may contribute to the unravelling of their structural history. Such an analysis may tell us whether or not the microcontinents once formed part of the Australian, viz. Gondwana continent. In this paper paleomagnetic data derived from rocks collected on both the island of Timor and the island of Misool will be discussed.

2) Structural models of Timor.

The island of Timor is situated on the non-volcanic outer arc of the Banda Arc System. However, the island is not built up exclusively of sediments scraped off from a subducting crust, as is the non-volcanic Sunda Outer Arc. It has been demonstrated that Timor is underlain by continental crust (Chamalaun *et al.*, 1976).

There are several models for the structural evolution of Timor (fig. 2) :

a) *Imbricate Model.* - In this model the island is built up mainly of sediments scraped off from the continental margin of Australia, when the continent approached the Banda Subduction Zone (Hamilton, 1979).

b) *Overthrust Model.* - In this model there is a possible detached margin of Asian origin that has thrusted southwards over the northward subducting

Australian continental margin (Barber, Audley Charles and Carter, 1977 ; Barber, 1981).

c) *Upthrust Model.* - In this model the Australian continental margin lifted up when the front of the continent reached the zone of subduction (Chamalaun and Grady, 1978).

In all models a slab of oceanic crust descends in a northerly direction ; it is located definitely on the northern side of the island. Thus, the trough to the south of Timor, the Timor Trough, is not a trench that accompanies a zone of subduction, as is the Java Trench. The Timor Trough covers an area of subsidence on the Australian continental margin which is probably associated with the entry of the continental edge of Australia into the subduction zone (Johnston and Bowin, 1981).

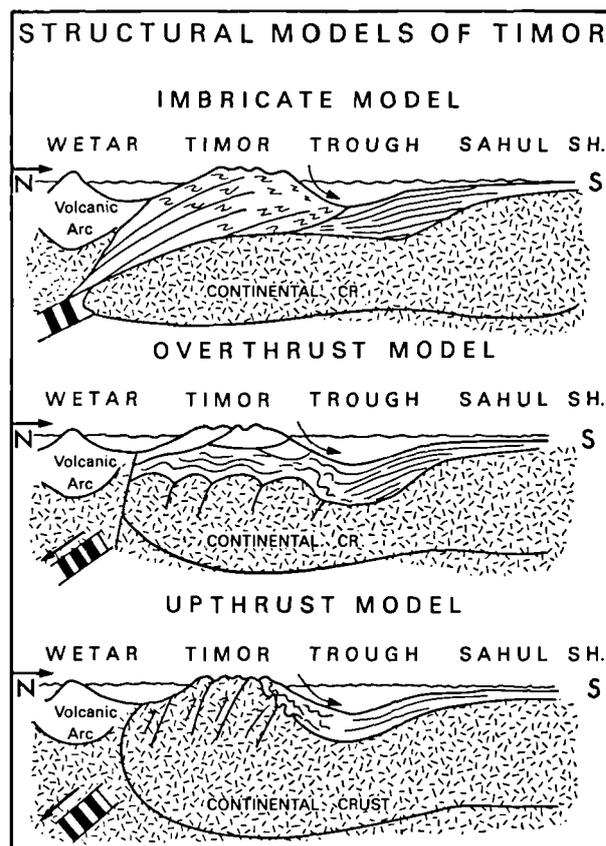


Fig. 2. — Models of the structure of the island of Timor, Western Banda Arc.

Fig. 2. — Modèles structuraux de l'île de Timor, partie occidentale de l'arc de Banda.

3) Paleomagnetic data from Timor.

The paleomagnetic research was carried out using standard paleomagnetic procedures in order to detect the characteristic remanence directions. All specimens were treated with partial progressive demagnetization either with alternating magnetic fields or with heating.

Paleomagnetic data are available from two formations in Timor from :

- the Maubisse Formation of Permian age ;
- the Nakfunu Formation of Early Cretaceous age (table I).

Because of the complicated tectonics of the rocks on Timor the values for the declination of the characteristic remanence directions cannot be used. However, with the inclination data one can determine the paleolatitude on which the sediments were deposited and subsequently received their magnetization. Use has been made of the relation $\text{tg } \lambda = 1/2 \text{ tg } I$, where λ is the paleolatitude, and I is the inclination; this relation is based on the dipole character of the earth's magnetic field (McElhinny, 1973). To check whether or not the paleolatitudinal positions of the rocks from Timor do fit into the paleogeographic configuration during both Permian and Early Cretaceous times, we used the paleocontinental world maps (Smith *et al.*, 1981).

a) *Outcrops of the Maubisse Formation of Permian age* are scattered over the island of Timor. In the northern part of Western Timor we sampled red fossiliferous limestones. A detailed paleomagnetic analysis carried out on more than 100 specimens from 11 different sites (sampling localities) revealed a mean characteristic remanence direction with declination of 277°

and inclination of -59° ; the inclination value corresponds to a paleolatitude of 40° . The Maubisse Formation most probably has a Gondwana origin and the sediments must have been deposited in a shallow marine environment along the present northwestern coast of Australia (fig. 3). During the period of rifting in Jurassic time a microcontinent including shallow marine red fossiliferous limestones of Permian age split off and drifted away. Later these limestones became incorporated in Timor.

b) *The Nakfunu Formation of Early Cretaceous age* is exposed in the south-central part of Western Timor; the formation is made up of bathyal sediments with silicified cherts and laminated silts (Rosidi *et al.*, 1979). Paleomagnetic research done on this formation revealed characteristic remanence directions showing a large variation in declination. Therefore in the final analysis a fixed value was chosen for the declination. The inclination has a value of 35° which corresponds to a paleolatitude of about 20° (Wensink *et al.*, 1987).

The most plausible explanation for this datum is that the Nakfunu sediments were deposited at a latitude about 20° South, thus 1 000 km to the south of their present position at latitude 10° South on the island of Timor.

The paleomagnetic datum is not in conflict with the paleogeographic configuration in Early Cretaceous time (fig. 4), because then the northern margin of the Australian continent was located at a latitude of between 30° and 40° South (Smith *et al.*, 1981). During the northward movement of the Australian continent, which started about 53 m.y. b.p. when Australia broke away from Antarctica, the Nakfunu sediments were shifted northwards and ultimately reached the area of the present island of Timor.

Formation	Age	N	D	I	α_{95}	Paleolatitude
Maubisse	Permian	11	277	-59	6.7	40
Nakfunu	Early Cretac.	11	Fixed	35	5.7	19

Table I. — Mean Characteristic Remanence Directions of Rocks from Timor.

N: is the number of sites included in the final analysis.

D and I: are the declination and inclination of the characteristic remanence direction, in degrees.

α_{95} : is the semi-angle of the cone of 95 per cent confidence, in degrees.

Tableau I. — Directions caractéristiques des aimantations des roches de l'île de Timor.

N: nombre des sites pris en compte.

D et I: déclinaison et inclinaison de la direction caractéristique d'aimantation, en degrés.

α_{95} : demi-angle d'un cône sur la direction moyenne avec une probabilité supérieure à 95 %, en degrés

4) The island of Misool.

The island of Misool is located in Northeast Indonesia, to the southwest of Bird's Head, the westernmost peninsula of Irian Jaya, the Indonesian part of the island of New Guinea (fig. 1). Misool lies on the stable platform of Western New Guinea. On Misool the sediments that are exposed are mainly of post-Permian age. The Mesozoic is represented by about 1 000 m of marine deposits (Pigram *et al.*, 1982).

5) Paleomagnetic data of Misool.

Reliable characteristic remanence directions could be obtained from two formations from:

- the Waaf Formation of Late Cretaceous (Coniacian-Santonian) age;
- the Fafanlap Formation of Very Late Cretaceous age (table II).

The tectonics of the post-Paleozoic sediments on Misool are fairly simple. Therefore, both the declination and the inclination data of the remanence directions can now be interpreted as well as the derived virtual paleomagnetic pole positions. In order to check whether or not any movement took place between Misool and the main Australian continent since Middle Cretaceous times, we used Australian paleomagnetic data.

Table II gives paleomagnetic data derived from two sedimentary formations of Misool. In table III virtual Australian paleomagnetic pole positions are given for the periods 98-90 and 60-50 m.y. b.p.

Although the poles of Misool cannot be compared exactly with those of Australia because of possible, slight differences in age, an inspection of the pole positions listed in tables II and III demonstrates that the poles of almost corresponding ages do not coincide entirely. On the paleocontinental maps for 80 m.y. b.p.,

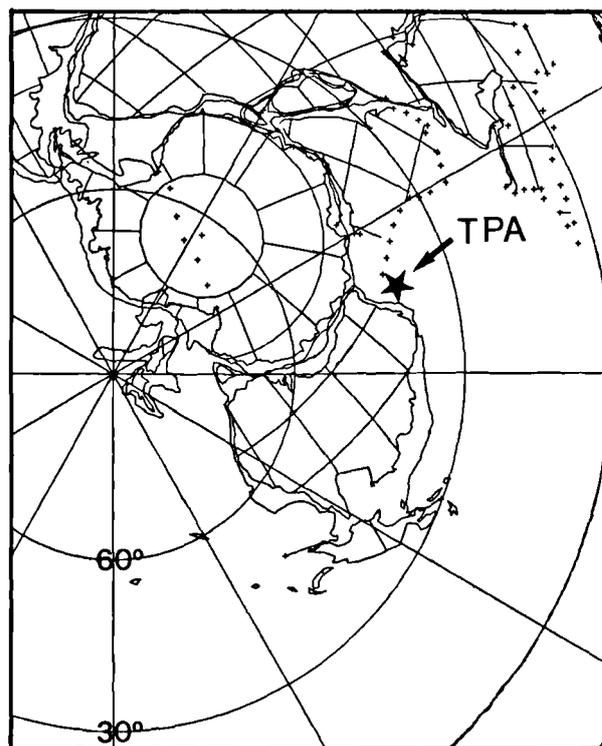


Fig. 3. — Paleocontinental map of Eastern Gondwana in Late Permian time, after Smith *et al.* (181); the possible area of deposition of red. fossiliferous, shallow marine limestones of the Maubisse Formation, Timor (TPA) is indicated by a star.

Fig. 3. — Carte paléocontinentale du Gondwana oriental à la fin du Permien, d'après Smith *et al.* (1981); la zone possible de dépôts de calcaires marins peu profonds, rouges et fossilifères, de la Formation Maubisse, Timor (TPA) est indiquée par une étoile.

Formation	Age(my)	N	D	I	a ₉₅	P o l e P o s i t i o n				Pal
						(°S)	(°E)	dp	dm	
Fafanlap	+60	7	176	39	5.3	69.5	140.4	3.7	6.3	21.8
Waaf	88-83	10	318	-34	4.9	45.8	195.5	3.2	5.6	18.5

Table II. — Paleomagnetic Data of Rocks from Misool.
dp and dm: are the semi-axes of the 95 per cent oval of confidence, in degrees.
Pal: is the paleolatitude.
(See also caption to table I).

Tableau II. — Données paléomagnétiques des roches de l'île de Misool.
dp et dm: demi-axes d'un ovale sur la position moyenne avec une probabilité supérieure à 95 %, en degrés.
Pal: paléolatitude.
(Voir aussi texte du tableau I).

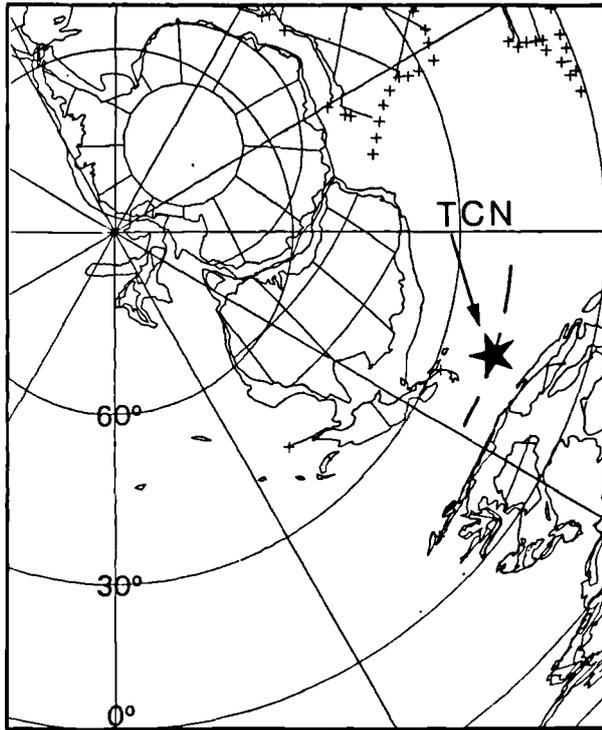


Fig. 4. — Paleocontinental map of Eastern Gondwana in Early Cretaceous time, after Smith *et al.* (1981); the possible area of deposition of the bathyal sediments of the Nakfunu Formation, Timor (TCN) is indicated by a star.

Fig. 4. — Carte paléocontinentale du Gondwana oriental à la base du Crétacé, d'après Smith *et al.* (1981); la zone possible de sédimentation bathyale de la Formation Nakfunu, Timor (TCN) est indiquée par une étoile.

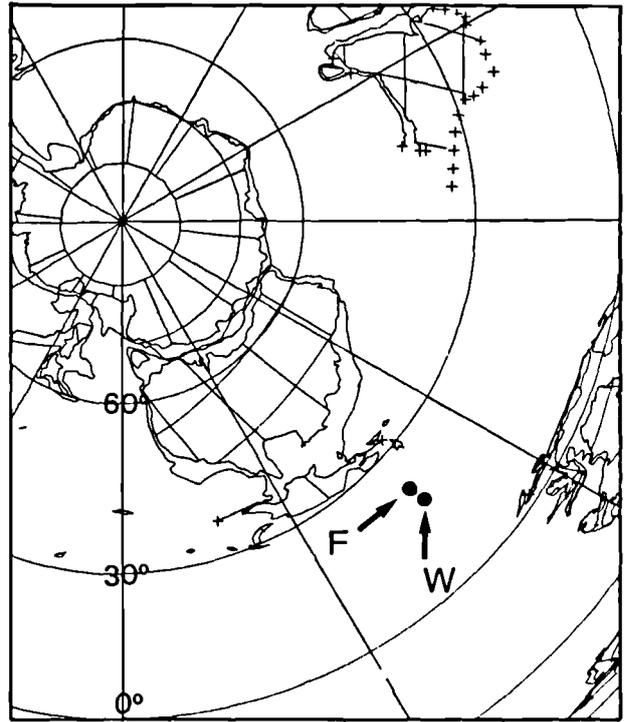


Fig. 5. — Paleocontinental map of Eastern Gondwana in Late Cretaceous time (80 m.y. b.p.) after Smith *et al.* (1981) with the possible areas of deposition of the sediments of the Waaf Formation (W) on Misool and of the Fafanlap Formation (F) on Misool.

Fig. 5. — Carte paléocontinentale du Gondwana oriental à la fin du Crétacé (— 80 M.A.), d'après Smith *et al.* (1981) montrant les zones possibles de dépôts des sédiments appartenant à la Formation Waaf (W) et de la Formation Fafanlap (F), toutes deux rattachées à l'île de Misool.

Formations ^{*)}	Age	P o l e P o s i t i o n		
		(°S)	(°E)	α ₉₅
Mornay Profile	60-50 m.y.	62.4	124.1	5.9
Combined Eocene Basalts				
Barrington Volcano				
Cygnat Alkali Complex	98-90 m.y.	51.7	157.6	6.9
Mt. Dromedary Ign. Compl.				
Bunbury Basalt				

^{*)} Data from Embleton's tables 3 and 4 in McElhinny and Valencio (1981)

Table III. — Paleomagnetic Pole Positions of Australian Rocks.

Tableau III. — Positions des pôles paléomagnétiques des roches de l'Australie.

showing the position of the Australian continent, the paleolatitudinal positions of Misool are indicated for the Waaf (W) and the Fafanlap (F) Formations (fig. 5 ; table II). One can conclude that with respect to the main Australian continent, Misool was positioned further to the north, and that since Late Mesozoic time the distance between the Australian continent and its northwestern extension (Misool) has been reduced. From the paleomagnetic data both of Australia and of Misool the minimum amount of displacement of Misool relative to Australia since Late Mesozoic time is calcu-

lated to have involved a counterclockwise rotation of 14° and a southward drift of 18°. In reality Misool moved northwards to its present position at latitude 2° South and longitude 130° East, but not as fast as the main Australian continent.

Acknowledgements. — This research has been carried out as part of the Snellius II Expedition, organized by the Netherlands Council of Oceanic Research (NRZ) and the Indonesian Institute of Science (LIPI). Thanks are due to Mr. S. Hartosukohardjo, Drs. J.L. Kool and Mr. Y. Suryana.

REFERENCES

- 1) BARBER A.J. (1981). — Structural interpretations of the island of Timor, Eastern Indonesia. *In* The Geology and Tectonics of Eastern Indonesia. *Geol. Res. and Devel. Centre, Spec. Publ.*, n° 2, p. 183-197.
- 2) BARBER A.J., AUDLEY CHARLES M.G. and CARTER D.J. (1977). — Thrust tectonics in Timor. *J. geol. Soc. Australia*, 24, p. 51-62.
- 3) CHAMALAUN F.H., LOCKWOOD K. and WHITE A. (1976). — The Bouguer gravity field and crustal structure of Timor. *Tectonophysics*, 30, p. 241-259.
- 4) CHAMALAUN F.H. and GRADY A.E. (1978). — The tectonic development of Timor: a new model and its implications for petroleum exploration. *A.P.E.A. Journ.*, 18, p. 102-108.
- 5) EMBLETON B.J.J. (1981). — A review of the Paleomagnetism of Australia and Antarctica. *In* Paleoreconstructions of the continents, M.W. McElhinny and D.A. Valencio (ed.). *Geodynamic Series*, vol. 2, Amer. Geophys. Union, Washington D.C., p. 77-92.
- 6) FALVEY D.A. (1972). — Sea floor spreading in the Wharton Basin (Northwest Indian Ocean) and the break-up of eastern Gondwanaland. *A.P.E.A. Journ.*, 12, p. 86-88.
- 7) HAMILTON W. (1979). — Tectonics of the Indonesian region. U.S. Governm. Printing Off., Washington D.C., 345 p.
- 8) JOHNSTON C.R. and BOWIN C.O. (1981). — Crustal reactions resulting from the Mid-Pliocene to Recent continental - island arc collision in the Timor region. *BMR Journ. Austr. Geol. Geophysics*, 6, p. 223-243.
- 9) McELHINNY M.W. (1973). — Paleomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge University Press, Cambridge. 358 p.
- 10) PIGRAM C.J., CHALLINER A.B., HASIBUAN F., RUSMANA E. and HARTONO U. (1982). — Geological results of the 1981 expedition to the Misool Archipelago, Irian Jaya. *Bull. Geol. Res. and Dev. Centre*, 6, p. 18-29.
- 11) PIGRAM C.J. and PANGGABEAN H. (1984). — Rifting of the northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in Eastern Indonesia. *Tectonophysics*, 107, p. 331-353.
- 12) ROSIDI H.D.M., SUWITODIRDJO K. and TJOKO-SAPOETRO S. (1979). — Geological map of the Kupang - Atambua Quadrangles, Timor, with description. *Geol. Res. and Dev. Centre*, Bandoeng.
- 13) SCHNEIDER E.D. (1972). — Sedimentary evolution of rifted continental margins. *Geol. Soc. America Mem.*, 132, p. 109-118.
- 14) SMITH A.G., HURLEY A.M. and BRIDEN J.C. (1981). — Phanerozoic paleocontinental maps. Cambridge Earth Science Series, Cambridge Univ. Press. Cambridge, 102 p.
- 15) WENSINK H., HARTOSUKO HARDJO S. and KOOL K. (1987). — Paleomagnetism of the Nakfunu Formation of Early Cretaceous age, Western Timor, Indonesian. *Geologie en Mijnbouw.*, 66, p. 89-99.

Cadre géodynamique de la sédimentation détritifique crétacée en Afrique orientale

Geodynamic setting of the Cretaceous clastic deposition in the Horn of Africa

par Jacques BEAUCHAMP (*)

Résumé. — En Ethiopie et en Somalie, au cours du Trias-Lias, une distension sensiblement orientée NW-SE détermine le fonctionnement de failles normales NE-SW et l'effondrement d'un rift parallèle à la côte actuelle de la Somalie du Sud. La partie continentale située à l'Est (Madagascar) se trouve séparée de l'Afrique. La mer envahit l'axe du rift puis s'étend sur ses marges. La transgression est maximale sur l'Afrique orientale au Jurassique.

A la fin du Jurassique, la distension NW-SE s'atténue. La plaque de Madagascar migre vers le Sud, l'Afrique orientale remonte dans son ensemble notamment par jeu des accidents NE-SW en failles normales à rejet variable. La mer se retire progressivement au cours du Crétacé. Le lent mouvement de surrection sous climat tropical alternant entretient l'érosion qui fournit les matériaux des séries détritiques crétacées : Grès Supérieurs, Grès de l'Amba Aradam, Grès de Yesomma..., dont l'épaisseur varie beaucoup selon les lieux (jusqu'à 1.700m). La source principale des apports est le socle ancien situé au NW. A l'Ouest, au-delà de la limite extrême de la transgression mésozoïque, les sédiments sont des sables et des cailloutis fluviaux reposant directement sur le socle. Plus à l'Est et au Sud, les dépôts détritiques reposent sur les séries calcaires marines d'âge jurassique à crétacé supérieur, selon le sens de retrait de la mer : ils sont littoraux d'abord, fluviaux plus tard.

A la fin du Crétacé, le domaine marin est restreint à la bordure de la côte actuelle de Somalie du Sud. Une extension orientée à peu près N-S détermine l'effondrement du rift du Golfe d'Aden. Les accidents E-W jouent en failles normales tandis qu'une composante décrochante dextre probable apparaît sur les failles NE-SW dont certaines constitueront les failles transformantes de la dorsale de Sheba. Le jeu complexe du réseau de failles normales, à rejet variable et composante décrochante, explique la formation de bassins à remplissage détritifique et subsidence différentielle pendant le Crétacé.

Abstract. — *During the Triassic-Liassic times, a rift bounded by northeast-trending faults was generated off the present south Somalia coasts. The Mesogean sea first invaded the rift axis. At the Upper Jurassic, the sea extended over the most part of the Horn of Africa. The easternmost continental portion parted from the East Africa. At the end Jurassic, the extensional northwest trending stress relaxed and the Madagascar plate migrated toward south. The Horn of Africa was uplifted by means of faults oriented northeast-southwest and the sea progressively receded during the Cretaceous. Fluvial clastics were deposited under tropical climate (Upper Sandstone, Amba Aradam Sandstone, Yesomma Sandstone...). The main sources of clastics were located along the sudanese border and in eastern Ethiopia. At the end Cretaceous, a new north-south extensional stress generated the Gulf of Aden rift. Northern Somalia was uplifted by way of east-trending normal faults. Northeast-southwest faults were reactivated as strike-slip and transform faults.*

En Ethiopie et en Somalie, la sédimentation mésozoïque commence au Permo-Trias par des sédiments détritiques, discordants sur le socle précambrien et paléozoïque, qui marquent le début de la transgression

("Grès d'Adigrat" ou "faciès gréseux de transgression" selon Dainelli, 1943). Elle se poursuit par des couches carbonatées qui accompagnent l'extension maximale du domaine marin au Jurassique supérieur (for-

(*) Département de Géologie, Université de Picardie, 80039 Amiens Cedex.

mations de Gohatsion, d'Antalo, de Gawan). Elle se conclut par un " faciès gréseux de régression " (Grès Supérieurs, Grès de l'Amba Aradam, Grès de Yesomma) qui témoigne du retrait progressif de la mer depuis la fin du Jurassique jusqu'au Crétacé terminal.

La série sédimentaire mésozoïque représente un cycle sédimentaire complet. Sa mise en place est associée à la phase générale de distension régnant dans cette partie du globe pendant le Mésozoïque (Nougier, 1978). A partir des caractères sédimentologiques des grès jalonnant la régression crétacée et du contexte structural de la région, je chercherai à préciser le cadre géodynamique de la sédimentation crétacée et ses rapports avec la fragmentation continentale à l'Est de l'Afrique.

I. — CARACTERES DU " FACIES GRESEUX DE REGRESSION "

En Ethiopie centrale, dans le bassin du Nil Bleu (fig. 1), la formation des Grès Supérieurs, dont l'épaisseur dépasse localement 500 mètres, recouvre en continuité stratigraphique la formation marine calcaire de Gohatsion (Getaneh, 1981) d'âge jurassique supérieur au sommet. Les Grès Supérieurs sont recouverts par la série volcanique coénozoïque des Trappes qui les ravine (Beauchamp, 1977) (fig. 2). Deux termes sont superposés :

1° *Le terme supérieur* est à dominance gréseuse. Les grès rouges sont des quartzarénites moyennes à grossières. La kaolinite y est abondante. Ils sont

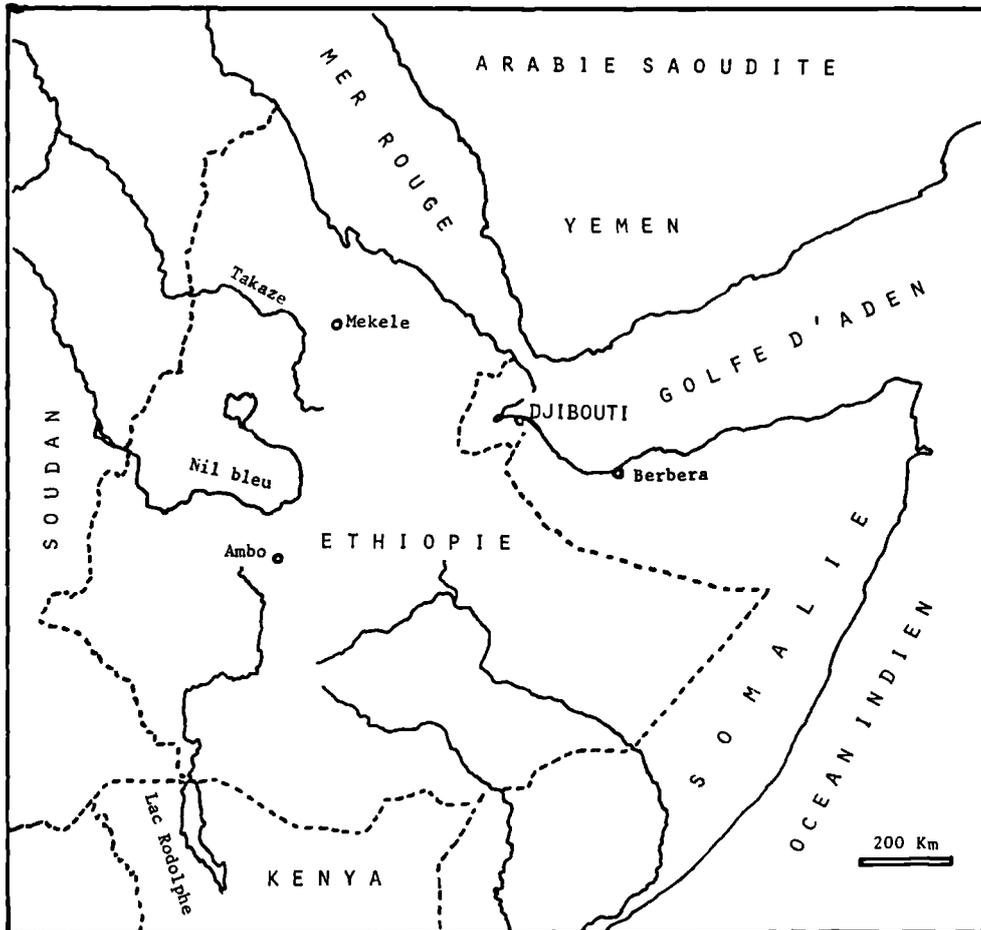


Fig. 1. — Carte de l'Afrique Orientale.

Fig. 1. — Location map.

organisés en séquences fluviales comprenant des graviers de fond de chenal et des siltites à paléosols et croûtes ferromanganésifères au sommet. Les courants sont dirigés vers le sud-est. Les bois silicifiés sont nombreux ; ils indiquent un âge crétacé. Le contact avec les vulcanites sus-jacentes est marqué par une épaisse altération latéritique. Ces grès sont des sédiments fluviaux déposés sous climat hydrolysant.

2° Le terme inférieur comprend des grès fins et des siltites. Les grès sont jaunâtres, laminés et intercalés de shales grises. Les grains sont très usés, la matrice est rare sauf dans les zones confinées où les smectites sont abondantes. Des horizons de calcaire micritique, de grès dolomitique, de calcarénite, avec des fossiles marins et des intercalations de gypse,

assurent la transition avec les faciès marins de la formation de Gohatsion sous-jacente. Les paléocourants sont généralement dirigés vers le sud-est. A la base, on observe quelques grands chenaux de marée à fond plat. Ce sont donc des dépôts de milieux littoraux et lagunaires devenant continentaux vers le haut.

Sur la marge occidentale du bassin du Nil Bleu, la formation de Gohatsion est absente. La formation des Grès d'Ambo (Beauchamp, 1977) équivaut à l'ensemble de la succession mésozoïque. Elle comprend des grès fluviaux reposant sur des sédiments lagunaires qui sont les témoins de l'avancée extrême de la transgression jurassique. Les bois silicifiés contenus dans les grès fournissent un âge jurassique supérieur-crétacé.

Plus au nord, dans le bassin de Mekele (fig. 1), la formation de l'Amba Aradam présente la même disposition que celle des Grès Supérieurs. Ce sont des grès fluviaux d'âge crétacé qui recouvrent les calcaires marins jurassiques de la formation d'Antalo (Merla et Minucci, 1938 ; Beyth, 1972). Les paléocroûtes latéritiques sont abondantes. A l'ouest, la formation calcaire disparaît et les Grès de la Takazé (Merla *et al.*, 1979) matérialisent la limite occidentale de la transgression jurassique.

En Ethiopie centrale, sur le plateau de Harar, les Grès Supérieurs, datés localement par fossiles végétaux du Crétacé supérieur - Paléocène, reposent sur les Calcaires d'Antalo jurassiques. Comme dans le bassin du Nil Bleu, le terme inférieur montre la transition du milieu littoral au milieu continental. Les grès du terme supérieur sont fluviaux.

Dans le sud de la Somalie (fig. 3), les Grès de Yesomma sont largement représentés en affleurements et en sondages. Ils recouvrent en continuité stratigraphique la formation marine de Belet Uen d'âge céno-manoturonien (Merla *et al.*, 1979). Ils passent latéralement vers le nord-est aux faciès carbonatés de la formation marine de Tisjè. Avancé vers le nord, en direction du sud de l'Ethiopie (Ogaden), les Grès de Yesomma surmontent des formations marines calcaires et évaporitiques de plus en plus anciennes, dont l'âge varie du Crétacé supérieur au Jurassique supérieur (Barnes, 1976). Ce sont des grès en grande partie fluviaux avec des horizons marins locaux à la base. Leur épaisseur atteint 400 mètres. Les paléocourants sont vers le sud-est (Barbieri *et al.*, 1979 ; Guerrero et Puglisi, 1983). Ils sont recouverts par une formation calcaire d'âge éocène.

En Somalie du nord, dans la région de Berbera, les Grès de Yesomma reposent localement sur le socle ancien (Bruni et Fazzuoli, 1976). Leur épaisseur varie considérablement (jusqu'à 1.700 mètres). Les paléocourants sont également variables en direction. Les Grès d'Ali Sabieh de Djibouti appartiennent au même ensemble.

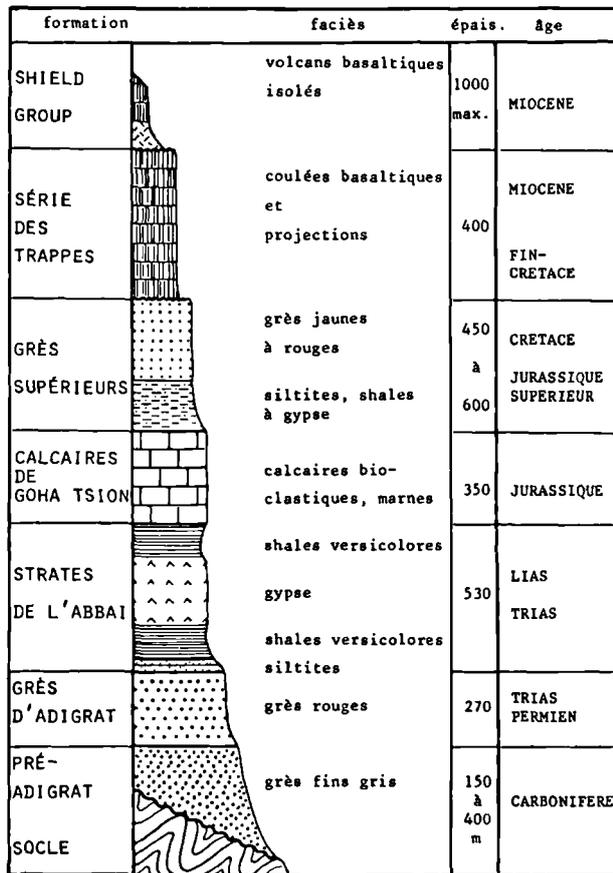


Fig. 2. — Série sédimentaire en Ethiopie centrale (d'après Beauchamp, 1977).

Fig. 2. — Sedimentary succession in Central Ethiopia (according to Beauchamp, 1977).

Vers l'est, en direction du Lac Rodolphe et de la frontière kényenne (fig. 3), les formations gréseuses d'Ambar et de Marehan sont en partie discordantes sur les séries jurassiques. Elles montrent des milieux de dépôt littoraux et fluviaux. Elles peuvent être, au moins partiellement, comparées aux Grès de Yesomma. Les affleurements gréseux de la bordure occidentale du Lac Rodolphe et ceux du Mont Filtu (Kazmin, 1973) qui reposent directement sur le socle, peuvent être rapprochés de ceux des Grès d'Ambo.

En résumé, les formations gréseuses des Grès Supérieurs, des Grès de l'Amba Aradam et de Yesomma sont en grande partie continentales et d'âge crétacé ; leur base seule peut être littorale. Elles sont assez similaires entre elles. Elles sont également comparables aux formations détritiques du Yémen du même âge (formation de Tawilah, Grès de Nubie) (Beauchamp, 1977).

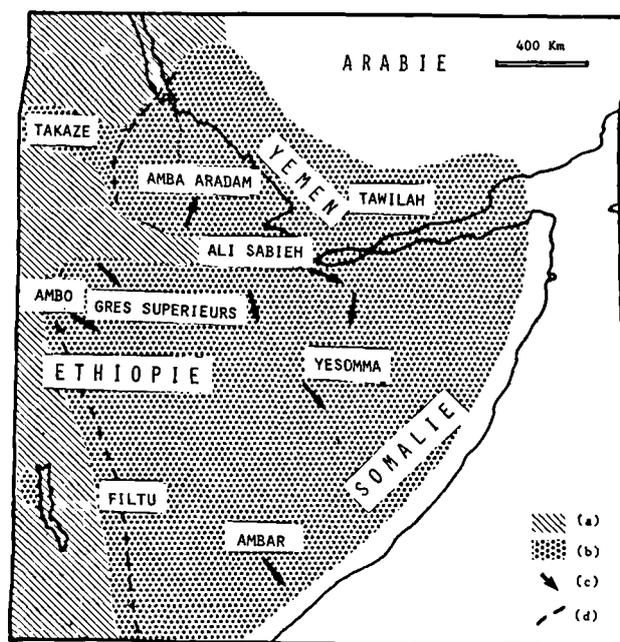


Fig. 3. — Extension de la sédimentation gréseuse pendant le Crétacé.

- (a) : pas de couverture sédimentaire crétacée connue.
- (b) : grès crétacés (affleurements et sondages).
- (c) : paléocourants dans les grès.
- (d) : limite occidentale d'extension des calcaires jurassiques.

Fig. 3. — Cretaceous sandstones formations.

- (a) : no preserved cretaceous cover.
- (b) : Cretaceous sandstones formations (exposures and bore-holes).
- (c) : paleocurrent in sandstones.
- (d) : maximum extension of jurassic marine limestones.

II. — MODALITES DE LA REGRESSION CRETACEE

La transgression mésozoïque atteint son extension maximale au Jurassique moyen et supérieur. Des calcaires de plate-forme occupaient alors la plus grande partie de la Somalie et de l'Ethiopie centrale et orientale. Des sables continentaux et littoraux se déposaient à l'ouest, près de la frontière soudanaise (Grès de la Takazé, Grès d'Ambo, Grès du Lac Rodolphe et du Mont Filtu), et dans le nord de la Somalie (Grès de Yesomma de la région de Berbéra). Pendant le Crétacé, avec le retrait de la mer, le faciès des grès littoraux migra vers le sud-est (Grès Supérieurs, Grès de Yesomma) et vers l'est (Grès de l'Amba Aradam). Ils furent remplacés par des faciès continentaux. La régression fut maximale à la fin du Crétacé : les grès continentaux se déposèrent en Somalie du sud, à proximité de la côte actuelle de l'Océan Indien ; seule une mince bande côtière montre des dépôts carbonatés marins au Crétacé supérieur (formation de Tisjè).

III. — DONNEES CLIMATIQUES

L'extension de la sédimentation clastique au Crétacé suggère une phase de rhéxistisie : les roches des zones de relief étaient érodées sous climat sec ; les minéraux labiles libérés étaient altérés pendant les saisons humides pour donner des argiles : kaolinite dans les milieux bien drainés, smectites dans les milieux confinés. La fréquence des croûtes latéritiques et des silicifications va dans le sens d'un climat hydrolysant (Beauchamp, 1980).

Les sédiments crétacés prélevés par forage au large des côtes de Somalie contiennent des argiles détritiques à kaolinite et smectites qui proviennent de la destruction des sols latéritiques et hydromorphes (Vernier et Froget, 1984). Ces données confirment l'existence d'un climat tropical à saison alternant.

IV. — CONTROLE TECTONIQUE DE LA SEDIMENTATION CRETACEE

Dans le bassin de Mekele, deux faisceaux de failles normales paraissent avoir influé sur la mise en place de la formation des Grès de l'Amba Aradam. Un faisceau NE-SW limitait le "Relief Ethiopico-soudanais" (Beauchamp, 1977) à l'ouest qui fournissait une partie des apports. Un autre faisceau, orienté sensiblement E-W, limitait le bassin vers le sud et individualisait une zone de reliefs discontinus, le relief de Harar, qui se poursuivait jusqu'en Somalie du nord (Relief de Nogal) et servait d'autre source d'apport.

Dans le bassin du Nil Bleu, les accidents NE-SW sont prépondérants. Ce sont probablement les mêmes qui avaient joué en failles normales au Trias (Beau-

champ, 1977). Ils limitaient le Relief Ethiopico-soudanais et contrôlait la paléopente vers le sud-est. Ce même faisceau existait en Ogaden et en Somalie du Sud. Son fonctionnement en faille normale limitait trois blocs basculés parallèles à la côte actuelle (Beltrandi et Pyre, 1973 ; Barnes, 1976 ; Piccoli, 1980). On remarquera que ce faisceau NE-SW est parallèle à la zone de fractures d'Owen observée actuellement dans l'Océan Indien (fig. 4).

En Somalie du Nord, le réseau était plus complexe : le faisceau E-W prolongeant le Relief d'Harar, interférait avec le faisceau NE-SW. Il délimitait le Relief de Nogal qui bordait au nord le dépo-centre du "Golfe Somali" ("Somali embayment" de Barnes, 1976). Une troisième direction NNW-SSE a été également observée (Bruni et Fazzuoli, 1980).

La sédimentation mésozoïque de l'Afrique orientale est synchrone de la fragmentation du continent de Gondwana (Nougier, 1978). La distension orientée NW-SE commença dès le Trias et se manifesta par le jeu de failles normales NE-SW qui provoquèrent l'effondrement de la région et les premières incursions marines issues de la Mésogée (Purcell, 1976). Dans les premières phases de rifting, le milieu marin resta confiné et la sédimentation fut évaporitique : ce fut le cas dans le bassin du Nil Bleu (Beauchamp, 1977) et au large des côtes actuelles de Somalie (Rabinovitz *et al.*, 1982). Au Jurassique supérieur, la transgression

marine se généralisa tandis que la partie continentale la plus orientale se détacha de la Somalie : ce fut le début du "drifting" de la plaque de Madagascar (Ségoufin et Patriat, 1980).

Au Crétacé, la distension NW-SE s'atténua. Madagascar commença à migrer vers le sud et l'Afrique orientale s'exhaussa progressivement par relaxation des contraintes en extension. Le rejet probablement variable des failles normales NE-SW produisit une subsidence différentielle qui explique les variations d'épaisseur et de faciès.

A la fin du Crétacé, une nouvelle distension sensiblement orientée N-S provoqua le rejeu des linéaments E-W en failles normales et la formation du rift du Golfe d'Aden. Le nord de la Somalie fut exhaussé par basculement des blocs. Les failles NE-SW jouèrent en décrochement dextre. Elles constituèrent au Cénozoïque les failles transformantes de la Dorsale de Sheba (fig. 5). Elles provoquèrent probablement l'ouverture de bassins de déchirure qui paraissent avoir été bien représentés en Somalie du Nord, ce qui explique les grandes variations spatiales d'épaisseur du remplissage détritique dans cette région.

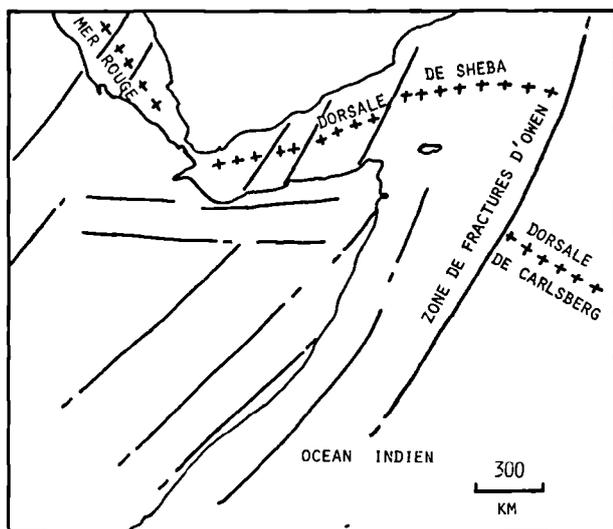


Fig. 4. — Tectolinéaments a jeu crétacé et structuration actuelle du domaine océanique.

Fig. 4. — Cretaceous tectonic lineaments, and present faults and ridges in the oceanic domain.

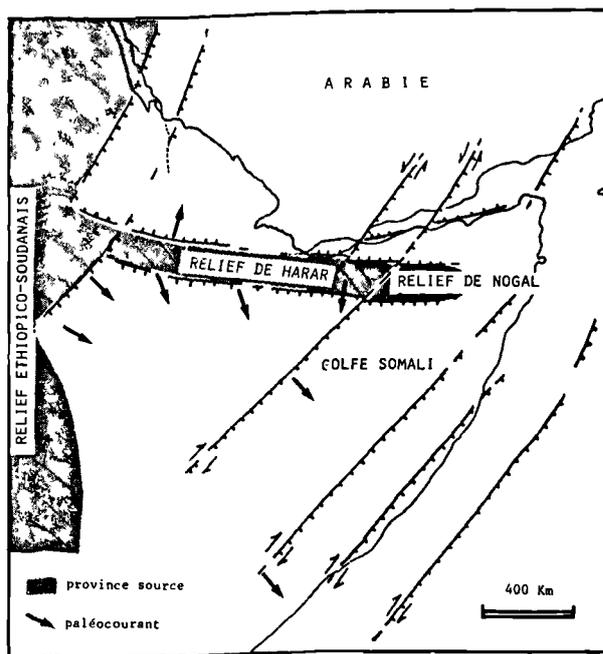


Fig. 5. — Dispositif sédimentaire à la fin du Crétacé (début de l'ouverture du golfe d'Aden).

Fig. 5. — Tectonic setting of sandstone deposition at the end Cretaceous (initiation of the Aden Gulf opening).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BARNES S.U. (1976). — Geology and oil prospects of Somalia, East Africa. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 60, 3. p. 389-413.
- 2) BARBIERI F., CABDULQAADIR M.M., DIGERONIMO I., FAADUMA C.C., GIULINI P., MAXAMUUD C.C., MICHELINI G. et PICCOLI G. (1979). — Il Cretaceo della regione di Hiiraan in Somalia (Valle dello Webi Shabelle). *Mem. Sc. Geol.*, Padova, 32, 23 p.
- 3) BEAUCHAMP J. (1977). — La série sédimentaire en Ethiopie centrale et orientale. Thèse Univ. Lyon, n° 7749, 419 p.
- 4) BEAUCHAMP J. (1981). Structure et mode de silicification de quelques bois fossiles. *Sci. Géol. Bull.*, 34, 1, p. 13-20.
- 5) BELTRANDI M.D. et PYRE A. (1973). — Geological evolution of southwest Somalia. In G. Blant : Sedimentary basins of the African coasts, part 2, South and east coasts. *Ass. Serv. Géol. Afr.*, Paris, p. 159-178.
- 6) BEYTH M. (1972). — Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin of Mekele oulier. Northern Ethiopia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 56, 12. p. 2426-2439.
- 7) BRUNI P. et FAZZUOLI M. (1976). — Sedimentological observation on Jurassic and Cretaceous sequences from northern Somalia. Preliminary report. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 95, p. 1571-1588.
- 8) BRUNI P. et FAZZUOLI M. (1980). — Mesozoic structural evolution of the Somali coast of the Gulf of Aden. Acc. Naz. Lincei, Roma, symp. "Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System", 47, p. 193-207.
- 9) DAINELLI G. (1943). — Geologia dell'Africa Orientale. *R. Accad. d'It.*, Roma, 4 vol., 1913 p.
- 10) GETANEH A. (1981). — Gohatsion formation : a new Lias-Malm lithostratigraphic unit from the Abbay river basin, Ethiopia. *Geosci. J. Ind.*, 2, 1, p. 63-87.
- 11) GUERRERA F. et PUGLISI D. (1983). — Le arenarie di Yesomma in Somalia : un possibile equivalente meridionale delle più note "Nubian Sandstones". *Rend. Soc. Geol. It.*, Roma, 6, p. 43-47.
- 12) KAZMIN V. (1973). — Geological map of Ethiopia, 1 : 2.000.000. *Geol. Surv. Ethiopia, Min. Mines*, Addis Ababa.
- 13) MERLA G. et MINUCCI E. (1938). — Missione geologica nel Tigrà. *R. Accad. d'It.*, Roma, 362 p.
- 14) MERLA G., ABBATE E., AZZAROLI A., BRUNI P., CANUTI P., FAZZUOLI M., SAGRI M. et TACCONI P. (1979). — A geological map of Ethiopia and Somalia (1973). Comment with a map of major landforms. C.N.R., Firenze, 95 p.
- 15) NOUGIER J. (1978). — L'Antarctique et le Gondwana ou Synthèse de sept années de recherches géologiques en Antarctique à travers le symposium de Madison (août 1977). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 265-271.
- 16) PICCOLI G. (1980). — Cretaceous tectonic movements in Central Somalia. Acc. Naz. Lincei, Roma, symp. "Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System", 47, p. 187-191.
- 17) PURCELL P.G. (1976). — Pre-Drift sedimentation on rifted continental margins. 3rd conf. Afric. Geol. Khartoum. 10 p.
- 18) RABINOWITZ P.D., COFFIN M.F. et FALVEY D. (1982). — Salt diapirs bordering the continental margin of northern Kenya and southern Somalia. *Science*, 215, p. 663-665.
- 19) SEGOUFIN J. et PATRIAT P. (1980). — Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique - Antarctique - Madagascar. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 291, B, p. 85-88.
- 20) VERNIER E. et FROGET C. (1984). — Sédimentation argileuse dans le Sud-Ouest du bassin de Somalie depuis le Crétacé supérieur (sites D.S.D.P. 240 et 241). *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, 25, 5, p. 339-348.



La C.C.G.M. et la cartographie à petite échelle au service des études sur le Gondwana

The C.G.M.W and small-scale geoscience cartography at the disposal of studies on Gondwana

par O. DOTTIN (*)

I. — LA COMMISSION DE LA CARTE GEOLOGIQUE DU MONDE

1) Définition et buts.

La C.C.G.M. est un organisme international indépendant, affilié au Conseil International des Unions Scientifiques (I.C.S.U.) et à l'Union Internationale des Sciences Géologiques (I.U.G.S.), et bénéficiant du soutien de l'UNESCO.

D'origine très ancienne (1881 sous sa forme primitive "européenne" et 1911 sous sa forme actuelle "internationale"), elle est responsable de la promotion, la coordination et la publication sur le plan international des cartes géologiques à petite échelle; de fait, ses programmes ont depuis longtemps dépassé le seul thème "géologique" au sens strict et, depuis une vingtaine d'années surtout, elle a préparé et publié des cartes tectoniques, métallogéniques, métamorphiques, sismotectoniques, etc. de presque tous les continents.

2) Moyens.

Les moyens d'existence de la C.C.G.M. sont étroitement liés aux cotisations annuelles de ses membres, aux subventions du Service Géologique National français (B.R.G.M.) et à la participation de l'UNESCO à la préparation et la publication de plusieurs de ses cartes; l'UNESCO participe également au financement des réunions de coordination que tient régulièrement la C.C.G.M. à travers le Monde.

3) Organisation.

D'après les statuts, le siège de la C.C.G.M. est situé dans le pays où réside son Secrétaire Général. Depuis le début de 1985, il est à Paris, Maison de la

Géologie, 77, rue Claude-Bernard (V^e). Le Bureau de la Commission est composé d'un Président, d'un Secrétaire Général, de Vice-Présidents continentaux et de Sous-Commissions thématiques.

Les membres de la C.C.G.M. sont, statutairement, tous les pays du monde possédant un organisme chargé, entre autres, de la cartographie géologique de leur territoire (Services Géologiques, etc.), à ce jour 152 pays. S'y ajoutent une vingtaine de Membres associés, organismes pétroliers ou miniers, privés ou étatiques.

La C.C.G.M. se réunit tous les deux ans en Assemblée Plénière, l'une des réunions coïncidant avec une session du Congrès Géologique International qui a lieu tous les quatre ans. Les Sous-Commissions régionales ou thématiques se réunissent chaque fois que l'avancement des projets cartographiques le nécessite, ainsi que des Comités de rédaction et des groupes de travail.

4) Production.

Les productions de la C.C.G.M., modestes à ses origines, se sont multipliées au cours des deux dernières décennies; durant cette période, la Commission a publié ou fait publier plus d'une vingtaine de cartes ou séries de cartes, dont le plus beau fleuron, l'Atlas Géologique du Monde en 22 feuilles avec textes explicatifs bilingues, a été achevé en 1984. Actuellement, sont prêtes à l'état de maquette ou juste imprimées six nouvelles cartes [Géologique d'Asie du Sud-Est, d'Amérique du Sud, du Moyen-Orient, d'Afrique (3 feuilles), Métallogénique d'Asie du Sud-Est, Tectonique d'Europe]; d'autres projets en sont à des stades de préparation divers (Carte métamorphique d'Amérique du Sud, Carte métallogénique d'Afrique, Carte géologique murale du Monde, Atlas minéral du Monde, Projet de carte Circum-Atlantique, etc.).

(*) Secrétaire Général de la Commission de la Carte Géologique du Monde, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

II. — CONTRIBUTION POSSIBLE DES CARTES DE LA C.C.G.M. AUX TRAVAUX SUR LE GONDWANA

Pour toute étude paléogéographique globale sur le Gondwana, l'expression cartographique vient naturellement à l'esprit et l'on est tenté de vouloir reconstituer, à petite échelle, la physionomie de ce "continent" avant éclatement et aux diverses étapes suivantes. Le résultat serait une série de cartes semblables, de même échelle et de légende de base commune, à la manière de nos Atlas paléogéographiques. Nous savons que plusieurs tentatives ont été faites dans ce sens, notamment avec le concours de la C.C.G.M. en 1980-1981, la dernière en date étant le projet d'une carte du "Gondwanaland" à 1/10.000.000, qui a été entreprise par des géologues d'Afrique du Sud et coordonnée par le Dr Maarten V. de Wit, de Johannesburg.

Quel que soit l'avenir d'un tel projet, nous pensons que la C.C.G.M. pourrait utilement contribuer à sa réalisation, en utilisant par exemple les différentes feuilles "continentales" à 1/10.000.000 de son Atlas Géologique du Monde publié en 1984 ; le document "de base" serait alors un découpage et un rassemblement des divers continents intéressés, avec une reprise du dessin des contours géologiques pour tenter d'homogénéiser l'ensemble.

La C.C.G.M. souhaite être tenue au courant de l'évolution de toutes les autres tentatives cartographiques entreprises à petite échelle sur le Gondwana.

Remarque. — Une exposition permanente des principales réalisations cartographiques de la C.C.G.M. a été organisée dans le hall attenant à la salle de réunions. La communication elle-même était illustrée par la projection d'une vingtaine de diapositives en couleurs représentant les cartes géologiques ou thématiques à petite échelle publiées par la C.C.G.M. et ayant un rapport, direct ou indirect, avec la cartographie gondwaniennne.



Le C.I.F.E.G. : un outil au service de la coopération internationale en sciences de la Terre

C.I.F.E.G. : a tool in the service of international cooperation in the Earth Sciences

par J.C. BIDEF (*)

Résumé. — Le C.I.F.E.G. est une Fondation qui assure la liaison pour les Sciences de la Terre entre les pays en développement et les pays industrialisés. Son objectif est double : 1°) Former : analyse des besoins en formation (par pays ou par région) ; conception et gestion de plans de formation et de spécialisation ; mise en œuvre de séminaires en France et à l'étranger ; organisation de rencontres scientifiques ; mise à disposition d'experts ; tutorat de stagiaires étrangers (orientation scientifique et suivi pédagogique). 2°) Informer : mise en œuvre d'un centre de documentation en Géosciences sur les pays en développement et les pays nouvellement industrialisés (Afrique en première étape) ; création d'un réseau documentaire informatisé international sur la Géologie de l'Afrique (PANGIS) ; élaboration de synthèses thématiques ou régionales ; éditions de bulletins bibliographiques spécialisés ; publication d'un bulletin d'information sur la coopération internationale en Géologie : PANGEA.

Abstract. — C.I.F.E.G. is a Foundation which provides an international link in the Earth Sciences between the developing countries and the industrialized countries. It has a two-fold objective : 1°) Training : analysis of training requirements in a country or region ; formulation and management of training and specialization programmes ; organization of training workshops in France and abroad ; organization of scientific meetings ; provision of specialists ; tutorship of foreign students (study guidance and supervision). 2°) Information : creation of a documentary center on the Geosciences of developing and newly industrialized countries (first phase in Africa) ; creation of a computerized international documentary network on the geology of Africa (PANGIS) ; preparation of syntheses on specific subjects or regions ; publication of specialized bibliographic bulletins ; publication of an information bulletin on international cooperation in the Geosciences : PANGEA.

I. — HISTORIQUE

Les grandes différences dans le développement économique, scientifique et technique entre pays du Nord et pays du Sud constituent un des problèmes majeurs de notre époque, et qui risque malheureusement de le demeurer encore longtemps.

Face à cela, les multiples réflexions tiers-mondistes visent à combler ces différences et à rapprocher — au moyen de solutions adaptées ou originales — ces niveaux de développement.

Dans le domaine précis et concret des Sciences de la Terre, la contribution française à cette réflexion a abouti à la création en 1981 d'une Fondation à vocation internationale : le Centre International pour la Formation et les Echanges Géologiques (C.I.F.E.G.), dont la mission est de « développer, dans le domaine

« des sciences géologiques, les échanges entre tous pays industrialisés ou en voie d'industrialisation — notamment par la diffusion de l'information scientifique et technique — ainsi que les actions de formation, plus particulièrement au profit des pays à la recherche d'un plus haut niveau de développement scientifique, économique et industriel ».

II. — ORGANISATION ET MOYENS

1) Organisation.

L'ossature principale du Centre est constituée par :

— *Le Conseil d'Administration.* Il détermine la politique du Centre et est composé d'un maximum de 24 membres. Cinq membres sont désignés par décision

(*) C.I.F.E.G., 103, rue de Lille, 75007 Paris (France).

du Ministre des Affaires Etrangères et des Ministres respectivement chargés des Mines, de la Recherche, des Universités et de la Coopération ; deux membres le sont par le Directeur Général de l'UNESCO, deux par le Président de l'Union Internationale des Sciences Géologiques et deux par le Directeur Général de l'Etablissement chargé du Service géologique national français. Le Conseil ainsi composé se complète par cooptation de treize autres membres au plus, choisis parmi les personnalités scientifiques et techniques représentatives des différents secteurs prioritaires des Sciences de la Terre.

Le Conseil d'Administration actuel comprend 10 français, 4 européens et 7 représentants des pays en développement (PED) et des pays nouvellement industrialisés (PNI). Le Conseil constitue parmi ses membres un Bureau renouvelé chaque année.

— *L'équipe exécutive.* Animée par un directeur, cette équipe permanente comprend actuellement 7 membres (géologues, personnel technique et administratif) et est localisée à Paris. Elle met en œuvre la politique déterminée par le Conseil d'Administration. A ce noyau de base peuvent s'adjoindre des personnels qui travaillent à titre temporaire ou bénévole et qui apportent leur contribution aux objectifs du Centre.

— *Les Membres Associés.* Afin d'améliorer les contacts du Centre avec ses différents partenaires, a été créé fin 1986 le corps des Membres Associés. Peuvent devenir Membre Associé du C.I.F.E.G. les individus ou les organismes qui sont intéressés par les objectifs du Centre. Les Membres Associés, à travers une

contribution, soit financière, soit sous forme de publications, bénéficient de nombreux avantages concernant les actions du Centre.

Ils peuvent ainsi participer aux opérations de formation ou acquérir les documents publiés par le Centre dans des conditions privilégiées. Les Membres Associés constituent les relais les plus sensibles du C.I.F.E.G., qui permettent aux informations de circuler librement et rapidement.

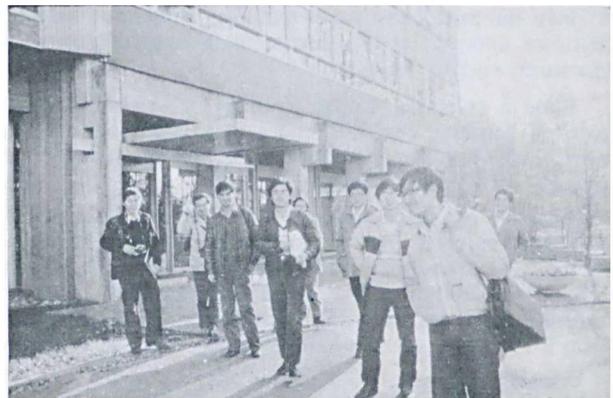
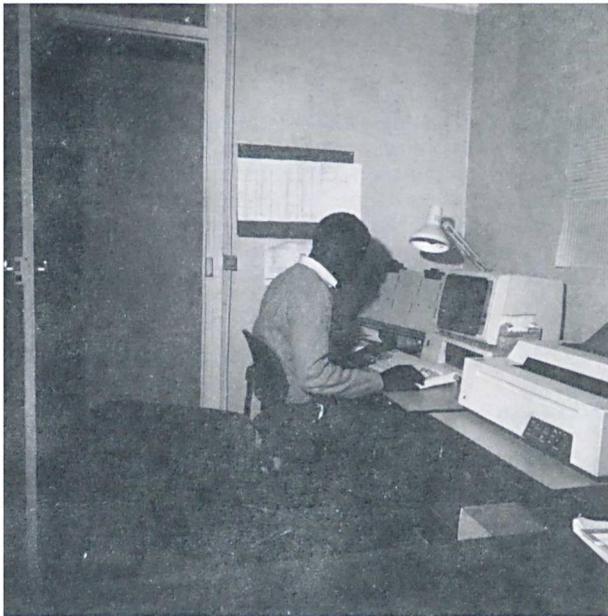
2) Moyens.

Le Centre est localisé à Paris, dans un petit immeuble au cœur de la cité, et occupe une superficie de plus de 350 m². Un étage est dévolu au centre documentaire et inclut la bibliothèque, la cartothèque, les fichiers et une salle de consultation et de lecture. Un deuxième étage comprend une salle de réunion spacieuse pouvant accueillir jusqu'à 40 personnes, et des bureaux de passage qui peuvent être mis à la disposition des hôtes étrangers ; le dernier étage est essentiellement consacré au personnel permanent du Centre et aux services informatiques documentaires (traitement de texte, édition, banque de données bibliographiques interne et internationale).

A ce jour, le C.I.F.E.G. dispose de deux systèmes de traitement de texte, sur lesquels sont directement préparées la revue *Pangea* et les Publications occasionnelles, et de cinq micro-ordinateurs IBM-PC ou compatibles. C'est sur ces matériels qu'est implantée la banque de données sur la géologie africaine et à partir desquels sont élaborés les bulletins *Géologie Africaine* en édition électronique.

Le financement des activités du C.I.F.E.G. est d'origine nationale et internationale, et complété pour partie par des ventes d'ouvrages et les contributions financières des membres.

En dehors de ce financement direct, la politique d'association menée par le Centre pour le montage des



opérations (formation, échanges, documentation) entraîne d'autres organismes à engager des moyens financiers sur des opérations C.I.F.E.G.

III. — ROLE DU C.I.F.E.G.

Le Centre développe, seul ou en collaboration, dans le domaine des sciences géologiques, les ECHANGES entre tous pays, industrialisés ou en voie d'industrialisation, facilite la circulation des INFORMATIONS et favorise les actions de FORMATION de techniciens et scientifiques, plus particulièrement au profit des pays à la recherche d'un plus haut développement scientifique, économique et industriel.

Pour atteindre ces objectifs, le C.I.F.E.G. a adopté une démarche en deux phases principales :

— *L'analyse des besoins d'échanges scientifiques et technologiques, des besoins de formation et de documentation des PED et PNI.* Le C.I.F.E.G. s'appuie pour cela sur des enquêtes écrites, des missions de contacts, et utilise le réseau relationnel développé au cours de ses opérations et avec ses Membres Associés.

Ainsi, une première enquête d'analyse des besoins de formation et d'échanges a été réalisée en Afrique et les résultats principaux, exposés dans *Pangea* n° 3, ont permis de déterminer les thèmes majeurs des interventions en Afrique. De même, des missions d'analyse ont été réalisées dès 1985 dans quelques pays d'Asie du Sud-Est ; les contacts établis ont conduit à sélectionner les premières opérations au bénéfice de ces pays.

— *L'organisation des réponses aux besoins exprimés.* Il appartient ensuite au C.I.F.E.G., en s'appuyant sur les compétences des milieux géologiques nationaux et internationaux, d'organiser les opérations qui répondent aux priorités dégagées pendant la phase d'analyse. Le Centre s'efforce alors de faire converger sur les actions entreprises les coopérations nationales et internationales qui permettent d'augmenter ses propres possibilités de financement.

IV. — LES DOMAINES D'ACTIVITE

Schématiquement, la présentation des activités du C.I.F.E.G. prend trois visages.

1) Le C.I.F.E.G., lieu d'accueil et d'échanges pour les géoscientistes à Paris.

Le Centre offre aux géologues de passage des bureaux d'accueil, une salle de réunion, son centre documentaire, ses possibilités informatiques et de secrétariat ; il permet aussi, grâce à cette localisation privilégiée, des contacts faciles avec l'UNESCO et avec l'U.I.S.G. dont l'office de liaison est situé dans ses

locaux ; de plus, la proximité de Bruxelles met le C.I.F.E.G. à une heure de la C.E.E.

2) Le C.I.F.E.G., organisateur et acteur d'actions de formation.

Les actions entreprises dans ce domaine peuvent être ponctuelles (séminaires de formation en France et à l'étranger) ou s'intégrer dans un schéma à moyen terme (préparation de plans intégrés de gestions des ressources humaines, suivi en France et en Europe des stagiaires étrangers).

Les opérations réalisées ou en cours permettent de mieux comprendre les possibilités et les thèmes d'intervention ; elles sont brièvement énumérées sur le tableau I.

Objet

Plan de formation

Titre :

- Formation des ingénieurs et cadres du Ministère des Mines et de l'Energie de Guinée (programme quinquennal) (1981-1986).

Séminaires de formation

Titres :

- Les phosphates sédimentaires (Dakar, Sénégal - novembre 1983).
- Evolution géologique de l'Afrique (Paris, France - février 1985).
- Rural hydrogeology and hydraulics in fissured basement zones (Roorkee, Inde - mars 1985).
- La géologie du Précambrien. Application à l'exploration de l'or (Bujumbura, Burundi - août 1986).
- Les techniques d'exploration géochimique en milieu de forêt équatoriale (Ho Chi Minh-Ville, Vietnam - décembre 1986).
- Les tourbes : connaissance et utilisations (Lomé, Togo - avril 1987).
- Mineral exploration for gold (Kuala Lumpur, Malaisie - juin 1987).
- Groundwater exploration and development in the regions underlain by crystalline basement rocks (Harare, Zimbabwe - juin 1987).
- La télédétection appliquée à la géologie (Nairobi, Kenya - septembre 1987).
- Interpretation of airborne geophysical data (Bangkok, Thailand - septembre 1987).

Tableau I. — Actions de formations menées par le C.I.F.E.G.

3) Le C.I.F.E.G., centre d'information et d'échanges.

Les moyens humains et matériels du Centre permettent de prendre en charge des études de synthèse sur la coopération internationale en géologie sur des thèmes ou des régions choisis, de participer à l'organisation ou d'organiser des réunions scientifiques, et de préparer, éditer et diffuser des travaux sur la géologie des PED et PNI.

Nos interventions sont brièvement énumérées sur le tableau II.

Sur le plan de l'information scientifique et technique, le C.I.F.E.G. dispose à travers son propre centre documentaire, son réseau documentaire international sur la géologie africaine PANGIS et ses connexions avec les banques de données bibliographiques, d'un puissant ensemble qui lui permet d'assurer des publications périodiques (*Pangea*, *Géologie Africaine...*) et

de préparer des documents thématiques ou de synthèse (Publications Occasionnelles), dont la liste pour l'Afrique apparaît au tableau III.

V. — LE C.I.F.E.G. EN DEVENIR

La politique de développement du C.I.F.E.G. s'organise en fonction d'objectifs thématiques et géographiques, à travers les collaborations et coopérations qu'il développe, et en visant un ensemble d'objectifs précis.

1) Les thèmes d'intervention.

Les missions et enquêtes réalisées pour mieux analyser les besoins dans des pays africains et dans des pays d'Asie du Sud-Est, ont permis de mieux hiérarchiser les priorités de nos interventions.

a) *Les approvisionnements minéraux et énergétiques.*

L'exploration minérale, l'exploitation, le traitement des minerais, la gestion des approvisionnements,... constituent un thème majeur pour les pays en développement et les pays nouvellement industrialisés; la baisse quasi générale des cours des métaux a privé certains de ces pays de recettes d'exportation et, dans certains cas plus aigus, pose d'importants problèmes sociaux qui exigent de difficiles reconversions.

b) *Les ressources en eau.*

L'auto-suffisance alimentaire visée dans de nombreux pays nécessite un approvisionnement en eau suffisant et implique de développer les méthodes de recherche, d'exploitation et de gestion de la ressource en eau.

c) *La géologie urbaine.*

Le développement démographique et l'exode rural conduisent à un accroissement parfois dramatique des populations urbaines, posant de nombreux problèmes: zone de développement des centres urbains, construction et matériaux de construction, alimentation en eau potable, collecte et traitement des eaux usées et des déchets...

Il s'agit là d'un problème tout à fait majeur qu'a et qu'aura de plus en plus à traiter la géologie et, dès à présent, il convient de participer à la formation des structures et des compétences à même de prendre en charge ces problèmes.

d) *La géologie et l'environnement.*

Les catastrophes naturelles liées à la géologie sont d'autant plus dramatiques qu'elles touchent des populations déshéritées à bas niveau de vie, et dont l'équilibre économique est fragile. Les grandes zones du

Objet

Symposiums internationaux
et rencontres scientifiques

Titres :

- Mineral resources of the oceans and the Third World. Conférence spécialisée, E. Seibold (Paris, France - février 1983).
- Structure géotectonique du lac Tchad (Paris, France - juin 1983).
- Symposium on the geology of Sri Lanka (Peradeniya, Sri Lanka - septembre 1983).
- Les sédiments continentaux africains (Le Caire, Egypte - octobre 1983).
- Nouvelle approche de la recherche sur les complexes annulaires alcalins (Jos, Nigéria - décembre 1983).
- Evolution of plate tectonic concepts and its implication for the exploration of hydrocarbon and mineral deposits in Southeast Asia. Conférence spécialisée, J. Katili (Paris, France - juin 1984).
- La coopération franco-brésilienne en métallogénie (Paris, France - juin 1985).
- Les changements globaux en Afrique durant le Quaternaire (Dakar, Sénégal - avril 1986).
- Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest (Paris, France - juin 1986) (Abidjan, Côte d'Ivoire, décembre 1986).
- les méthodes modernes d'exploration minérale (Accra, Ghana - fin 1988).

Tableau II. — Actions d'information et d'échanges menées par le C.I.F.E.G.

globe particulièrement sensibles sont connues (Amérique centrale et andine, Asie du Sud-Est...) et il importe d'y intensifier les travaux sur ce thème.

2) Les zones d'intervention.

a) L'Afrique.

Les raisons historiques ont fait du continent africain le lieu privilégié des interventions du C.I.F.E.G. Les demandes nombreuses et importantes qui émanent de ces pays conduisent à y maintenir et développer nos opérations.

En regard des thèmes d'intervention, nous avons nos opérations sur les problèmes des ressources minérales et énergétiques, des ressources en eau et de la géologie urbaine. Parallèlement, le manque chronique de documentation scientifique et technique conduit à un effort tout particulier dans cette direction, à la fois au niveau des éditions, de la diffusion de publications et de l'implantation et du développement de centres documentaires.

L'Afrique est et demeure l'axe prioritaire du Centre ; il n'en est pas l'axe unique : trois autres directions sont en train de s'ouvrir.

b) L'Asie du Sud-Est.

Les pays d'Asie du Sud-Est constituent un ensemble pour lequel les considérations géologiques ont d'énormes conséquences économiques et sociales ; le démarrage des activités du C.I.F.E.G. dans cette région s'appuie tout particulièrement sur des coopérations nationales et internationales au niveau d'opérations de formation ; les thèmes d'intervention ressortent de ce qui a été énoncé précédemment. Les opérations destinées à ces pays sont maintenant engagées et vont être développées au cours des prochaines années.

c) L'Amérique centrale et latine.

Les pays d'Amérique centrale et latine, qui jusqu'ici ont fait l'objet de quelques opérations de formation par le C.I.F.E.G., verront le développement, au cours des prochaines années, d'interventions sur la géologie de l'environnement.

d) L'Europe.

Enfin, la quatrième zone des interventions du C.I.F.E.G. est constituée par l'Europe. Nous assistons actuellement au déploiement de réseaux européens de coopération scientifique et technique ; aider à organiser ces réseaux, mais surtout contribuer à ouvrir ces ré-

PERIODIQUES

PANGEA. — 3 numéros par an. Abonnement 1988 : 250 FF.

GEOLOGIE AFRICAINE. — Trimestriel. Abonnement 1987 : 350 FF. - 1988 : 400 FF.

PUBLICATIONS OCCASIONNELLES

H.S. — Regional workshop on the role of geoscience educational institutes in national resources development in Africa. - Proceedings (1983).

N° 1. — Lois de répartition, hypothèses de pronostics et méthodologie de la recherche des gisements de minéraux utiles solides dans le Territoire de la République du Tchad, par M. M. M'Baitoudji (1984).

N° 2. — The Precambrian of West Africa and its correlations with Eastern Brazil (Le Précambrien de l'Afrique de l'Ouest et ses corrélations avec le Brésil oriental). - Final report IGCP 108-144 (1984).

N° 3. — 13th Colloquium of African Geology, St. Andrew (Scotland), 10-13 September 1985. - Abstracts (1985).

N° 4. — Evolution géologique de l'Afrique (1985).

N° 5. — La dorsale de Regueibat mauritanienne ; essai de synthèse et évaluation du potentiel minier de sa partie orientale, par R. Giraudon (1985).

N° 8. — Bibliography of geological sciences for the Republic of the Sudan, by J.R. Vail, J.P. Duggua (1986).

N° 9. — Bibliographie géologique thématique de la République Centrafricaine, par C. Censier, C. Carre, G. Simonet (1986).

N° 10. — Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest. Journée scientifique, compte rendu de conférences (1986).

N° 11. — International congress on magmatism of extensional regions, Lubumbashi, Zaïre, 10-15 August 1986. - Abstracts (1986).

N° 12. — 14th Colloquium of African Geology, Technische Univ. Berlin. - 18-22 August 1987. - Abstracts (1987).

Tableau III. — Publications du C.I.F.E.G. concernant l'Afrique.

seaux aux préoccupations des géologues des PED et PNI est une tâche fondamentale qui s'inscrit dans les missions du C.I.F.E.G.

3) Collaborations et coopérations.

Le C.I.F.E.G. vise, d'une part, la meilleure insertion possible de ses actions au sein d'actions de même type, d'autre part, tente de donner aux financements qu'il injecte une action catalytique; cela conduit le Centre à développer au maximum les coopérations avec les organismes nationaux et internationaux.

Au cours des premières années de son existence, le C.I.F.E.G. a ainsi pu établir, sur la base des actions en commun, des coopérations avec de très nombreuses organisations: UNESCO, CEE, AGID, Banque Asiatique de Développement, Association des Services Géologiques Africains (dont le C.I.F.E.G. assure le secrétariat technique), Services Géologiques d'Asie, universités...

On peut estimer que la contribution indirecte des organismes coopérant aux opérations du Centre est égale en 1987 à la contribution directe du C.I.F.E.G.

4) Les objectifs de développement.

Le développement actuel du C.I.F.E.G. dans une perspective à moyen et long terme s'inscrit dans une stratégie qui inclut:

a) *La permanence de ses actions majeures de formation* sur les thèmes d'intervention prioritaires mentionnés: le continent africain sera le siège tous les deux ans d'un séminaire d'information sur le thème des ressources minérales ou énergétiques. Il en sera de même pour l'Asie du Sud-Est sur le thème de la géologie urbaine ou de la géologie de l'environnement.

Le même schéma sera appliqué en Amérique latine dès que possible.

b) *La mise en place d'offices de liaison décentralisés*: De tels offices auront pour mission de faciliter la transmission vers les pays dits industrialisés des besoins prioritaires, d'aider à formuler ces besoins en termes de projets recevables par les instances à même de prendre part à leur financement, de suivre le déroulement des actions qui en découleront, enfin de permettre une diffusion plus facile et rapide des informations géologiques venant des pays du Nord.

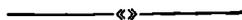
Il est envisagé qu'un premier office soit ouvert sur le continent africain en 1989; un deuxième le sera en Asie du Sud-Est deux ans après.

c) *La création à Paris d'un centre documentaire sur la géologie africaine*: Ce centre, en cours d'élaboration, sera accessible dès 1988. Il aura vocation pour rassembler l'information sur ce thème, la diffuser auprès de ceux qui en feront la demande, et préparer des études de caractère bibliographique spécifiques ou de synthèse. Il s'appuiera sur le réseau documentaire déjà mis en place et sera relayé par l'office de liaison africain.

CONCLUSION

L'ambition du C.I.F.E.G. est vaste, ses objectifs ambitieux; ses réalisations, encore modestes, ont démontré sa capacité d'intervention; son Conseil d'Administration, l'équipe qui l'anime, ses possibilités matérielles contribuent à en faire un centre en devenir, à même de s'associer de façon active à tous ceux, organismes et individus, qui croient profondément que les Sciences de la Terre sont un outil au service du développement.

Le C.I.F.E.G., une entreprise qui a un sens...



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVII

(1987)

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1988

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1987 —

<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIÉBAULT
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} D. BRICE
	M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. Ch. BECK
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{me} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1987 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 7 JANVIER 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

Le Président ouvre la séance en procédant au renouvellement du Conseil d'Administration. Ont obtenu pour les postes de :

- Seconds Vice-Présidents : M^{lle} D. Brice, 14 voix ; M. J. Sommé, 11 voix ; M. B. Clément, 1 voix.
- Conseillers : M. Beck, 12 voix ; M. Crampon, 4 voix.

Le Conseil d'Administration pour l'année 1987 est donc composé ainsi :

Président : M. J. CHALARD.
Premier Vice-Président : M. F. THIÉBAULT.
Seconds Vice-Présidents : M^{lle} D. BRICE et M. J. SOMMÉ.
Conseillers : MM. C. BECK, H. CHAMLEY, A. DALINVAL, Ch. DUPUIS, B. MISTIAEN,
V. PRUDHOMME.
Trésorier : M. G. TIEGHEM.
Déléguée aux Publications : M^{me} P. CORSIN.
Secrétaire : M. A. BLIECK.
Secrétaire-Adjoint : M. Y. DESPEYROUX.
Bibliothécaire : M^{lle} S. CRASQUIN.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 7 JANVIER 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

M. CHALARD fait procéder à l'élection de nouveaux membres :

- M. Hermann MADER, Institut de Géologie à Braunschweig (R.F.A.), présenté par MM. A. Blicck et D. Gouget.
M^{lle} Anne HUYGHE, Université de Lille I, Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présentée par M^{lle} A. Mastrangelo et M. H. Coulon.
M^{lle} Véronique KOTZMANN, Université de Lille I, Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présentée par M^{lle} A. Mastrangelo et M. H. Coulon.

Puis il donne la parole à M. J.P. LAVEINE qui traite de
« Quelques données sur les assemblages floristiques permo-carbonifères de Chine.
Comparaisons avec les assemblages d'Europe occidentale.
Conséquences dans les domaines paléogéographique, biostratigraphique et évolutif ».

Communication orale

L. CHOUTEAU et H. CHAMLEY. — Contribution à l'étude paléogéographique et à l'évolution diagénétique du calcaire Lunel.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 4 FEVRIER 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

Cette séance est consacrée à la première partie d'un historique fait par M. J. CHALARD sur
« Le Bassin Houiller du Nord de la France et la Géologie ».

Après avoir présenté cette conférence, M. CHALARD demande à M. l'Abbé G. TIEGHEM, Trésorier, de présenter le compte rendu financier. Celui-ci est accepté à l'unanimité.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 4 MARS 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

Avant d'entamer la séance, M. J. CHALARD annonce à l'Assemblée le décès de deux de ses membres :

M. J.F. RAOULT, Professeur à l'Université des Sciences et Techniques de Lille,
M^{lle} J. DROT, Maître de Recherches au Muséum National d'Histoire Naturelle.

Une minute de silence est observée à leur mémoire.

M. CHALARD termine ensuite l'historique sur
« Le Bassin Houiller du Nord de la France et la Géologie (de Louis XVI à nos jours) ».

Communication orale

H. BUISSART, B. CLEMENT et M. LEBLANC. — Eléments nouveaux sur le Wealdien au Nord-Est de Paris.

SEANCE SPECIALISEE DES 5 ET 6 MAI 1987

organisée par la Société Géologique du Nord

“ ASPECTS DE LA GEOLOGIE DU GONDWANA ”

Cette séance s'est tenue à Villeneuve d'Ascq, dans les locaux de l'université de Lille I. Après les discours inauguraux de M. P. LOUIS, Vice-Président de l'Université, et de M. J. CHALARD, Président de la Société Géologique du Nord, les communications suivantes (*) ont été présentées :

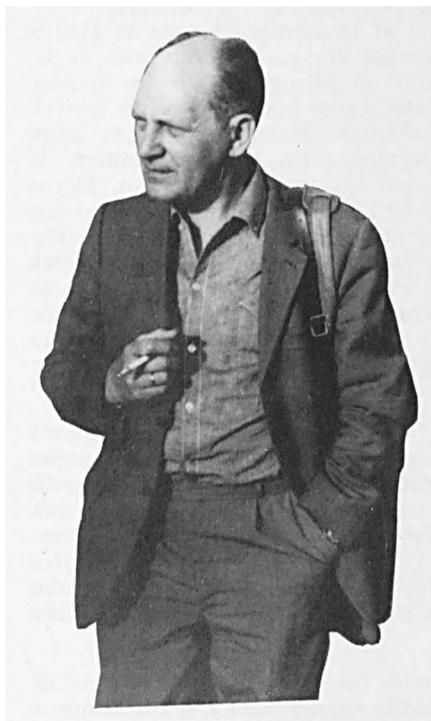
(*) La majeure partie de ces communications a été publiée dans le fascicule 1, tome CVII.

- H. et G. TERMIER. — L'histoire du Gondwana et des grandes révolutions terrestres : l'alternance Atlantique - Téthys et les déplacements de l'Afrique par rapport au pôle.
- R. CRAWFORD. — Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution.
- S. CRASQUIN, J. LANG et M. YAHAYA. — Les Ostracodes viséens de la Formation du Talak (Niger).
- J. DOUBINGER. — Microflores carbonifères et permienes du Niger (*).
- P. PIERART. — Les mégaspores du Carbonifère de Centrafrique (*).
- J. BEAUCHAMP. — Cadre géodynamique de la sédimentation détritique crétacée en Afrique orientale.
- R. SCHLICH. — Forages profonds dans l'Océan Indien : programme O.D.P. 1987-1988.
- H. FONTAINE et D. VACHARD. — Histoire gondwane comparée de la Thaïlande et de l'Afghanistan, et sur le rattachement de l'Asie du Sud-Est au Gondwana (*).
- D. VACHARD et H. FONTAINE. — Comparaison des séries paléozoïques de la Thaïlande et de l'Afghanistan en vue de reconstituer les histoires téthysiennes et gondwanées de ces deux pays (*).
- H. WENSINK. — Gondwana occurrences in Eastern Indonesia : paleomagnetic implications.
- P. JANVIER. — Les vertébrés siluro-dévonien d'Amérique du Sud, de Chine, d'Australie et d'Antarctique : une piste transpacifique ? (*).
- O. DOTIN. — La C.C.G.M. et la cartographie à petite échelle au service des études sur le Gondwana.
- J.C. BIDET. — Le C.I.F.E.G. : un outil au service de la coopération internationale en Sciences de la Terre.
- L. BELTAN. — Répartition géographique et stratigraphique et évolution du genre triasique *Perleidus* (Pisces, Actinopterygii).
- B. BATTAIL. — Biostratigraphie des formations permo-triasiques continentales à Vertébrés tétrapodes et biogéographie du Gondwana.
- A. BLIECK et B. BATTAIL. — Reptiles et Pangée : relance du débat.
- J. THIERRY. — Paléobiogéographie des Ammonites du Jurassique moyen sur la bordure nord-gondwanienne.
- J. FABRE. — Constitution et dislocation du Gondwana : quelques données récentes (*).
- E. BOUYX. — Extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe occidentale durant le Paléozoïque ancien. Le problème de ses rapports avec l'Europe du Nord.
- P. GEVART. — Le Gondwana ou la quête du Graal. Essai d'épistémologie (*).

La synthèse de la séance a été faite par Madame G. TERMIER et Monsieur M. WATERLOT.

—————«»—————

(*) Communication non publiée.



L'œuvre d'Alphonse BEUGNIES

(1922-1988)

par J.M. CHARLET

Le 18 janvier 1988, notre ami Alphonse BEUGNIES nous quittait brutalement alors qu'il était toujours en pleine activité scientifique avec des notes en cours de rédaction et des projets de recherches plein la tête pour les prochaines années.

Né à Thieu le 11 novembre 1922, en pays charbonnier, notre regretté collègue avait conquis à la Faculté Polytechnique de Mons, successivement le diplôme d'Ingénieur civil Mines en 1946 et celui d'Ingénieur géologue en 1947. Son courage, son honnêteté et ses grandes qualités de cœur devaient déjà se manifester par la conduite exemplaire du jeune étudiant A. Beugnies qui fit partie de la Résistance pendant la guerre 1940-1945.

En octobre 1947, il partit en Afrique où il exerça les fonctions d'Ingénieur puis Chef de Service des Mines au Comité Spécial du Katanga. Ce fut pour lui l'occasion de s'attaquer aux problèmes de la géologie africaine et de révéler ses qualités de géologue de terrain, de minéralogiste et de pétrographe. Ses études du massif cristallin de la Kalule Nord, de la tectonique kundelungienne et du complexe magmatique de l'Entre-Lubilash-Lubishi devaient se voir couronnées par l'Académie Royale de Belgique et l'Institut Royal colonial belge.

En 1953, il fut sollicité par le Conseil Académique de la Faculté Polytechnique de Mons pour succéder à A. Jamotte décédé accidentellement. D'abord chargé de cours de géologie appliquée, il fut nommé Professeur ordinaire de géologie appliquée, minéralogie et pétrographie en 1959. Ainsi devait débiter pour lui une carrière consacrée pendant près de trente ans à l'Enseignement et à la Recherche.

Profondément marqué par une solide formation en sciences physiques et mathématiques acquise au cours de ses études d'Ingénieur à la Faculté Polytechnique de Mons, il entame immédiatement une série de travaux en optique cristalline. Dès 1960, il réorganise complètement le laboratoire de minéralogie et de pétrographie de la Faculté Polytechnique de Mons en le dotant des équipements les plus modernes. Il initie toute une série de recherches en optique des minéraux opaques, met au point la microscopie par transmission en infrarouge, développe les méthodes par ellipsométrie et dirige une série de travaux de thèses sur le pléochroïsme et l'étude de plusieurs séries isomorphes (wolframites, columbotantalites, cuivres gris...). Son goût pour la physique ondulatoire le conduit à publier chez Dunod un ouvrage de synthèse sur l'optique des milieux cristallins qui, en s'appuyant sur les aspects théoriques de l'optique physique, explicite l'ensemble des mesures au microscope polarisant en transmission et réflexion.

Dès 1960, notre collègue met en place une structure de recherches en s'entourant de jeunes éléments, comme lui ingénieurs des mines et géologues. Ce fut d'abord G. Toubeau, qui fit sa thèse sur le pléochroïsme et l'optique des minéraux optiques, et puis J.M. Charlet, qui fit sa thèse dans le domaine de la thermoluminescence et des spectrométries nucléaires. C'est ainsi que notre collègue A. Beugnies oriente rapidement son laboratoire vers les aspects modernes de la minéralogie et de la physique du solide appliquée aux Sciences de la Terre. Ses premières expériences de la mesure du phénomène de thermoluminescence sont à l'origine de toute une série de développements dans l'application du phénomène en sédimentologie, paléogéographie et plus récemment prospection minière.

Parfaitement à l'aise dans l'application des Sciences physiques à la géologie, il est aussi et peut-être surtout un géologue de terrain accompli. L'Ardenne est son champ d'action privilégié. De la stratigraphie et de la biostratigraphie du Dévonien moyen et supérieur à la structurologie et la pétrographie de la Haute Ardenne, il couvre en plus de vingt-cinq ans et avec un égal succès l'ensemble des grands problèmes de la géologie ardennaise. Dès son retour en Belgique, il entame l'étude géologique et pétrographique des massifs cambriens de Rocroi et Givonne. Parallèlement, son goût pour la Paléontologie le conduit vers les années 1960-65 à l'étude du Frasnien et du Famennien de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Mais c'est surtout dans l'étude des massifs cambriens qu'il montre ses grandes qualités de cartographe. En quelques années, il résout définitivement le problème alors contesté des grands traits structuraux du massif de Rocroi. Développant progressivement ses études sur le métamorphisme et la tectonique de l'Ardenne, il étend ses travaux à toute la zone anticlinale depuis Rocroi jusque Bastogne, apportant une contribution nouvelle et importante à la cartographie si difficile du Dévonien inférieur de la Haute Ardenne. Ses qualités de tectonicien jointes à celles de pétrographe apparaissent dans l'ensemble de ses publications sur les grandes zones en décrochement du massif ardennais. Mais c'est certainement dans l'aire anticlinale de l'Ardenne qu'il peut le mieux mettre à profit l'expérience qu'il a acquise dans l'étude des zones métamorphiques. Il laisse dans ce domaine une œuvre malheureusement inachevée, une documentation abondante qu'il y aura lieu de protéger pour la mettre à la disposition de tous les chercheurs travaillant en Haute Ardenne.

Si l'œuvre scientifique de notre collègue fut considérable, conduisant à près de soixante-dix publications de haut niveau, toujours particulièrement soignées, le Professeur A. Beugnies fut aussi un excellent pédagogue sachant d'une part appuyer son enseignement sur de solides notions en sciences exactes, mettant ainsi à profit la formation de base d'une Ecole d'Ingénieurs et sachant d'autre part ouvrir l'esprit de ses élèves aux Sciences de l'observation. Son contact facile, sa gentillesse et sa disponibilité vis-à-vis des autres, devaient le conduire à guider de nombreux jeunes sur le chemin de la recherche et ce jusque la fin de sa carrière scientifique. Combien de fois nos collègues travaillant dans les Hellénides n'ont-ils pas fait appel à son expérience de pétrographe dans les problèmes délicats d'identification ou d'étude des paragenèses en faciès "schistes verts" et "schistes bleus".

Excellent pédagogue et chercheur éminent, notre collègue A. Beugnies fut également co-fondateur de l'Institut National inter-universitaire des silicates, sols et matériaux (INISMA), comprenant très tôt la nécessité de mettre en commun le potentiel scientifique des universités montoises et de l'industrie hennuyère. Il dota ainsi nos institutions d'un équipement moderne, dont la microsonde électronique, et fut à l'origine de nombreux travaux sur les argiles et silicates industriels.

Dans le monde des géologues, notre collègue A. Beugnies fit partie de nombreuses associations, commissions et comités. Il fut Président de la Société géologique de Belgique, de la Société belge de géologie et de la Société géologique du Nord ainsi que vice-Président de la Société géologique de France. A tous ses mérites scientifiques et professionnels, notre collègue A. Beugnies joignait des qualités de cœur, d'esprit et d'humour bien connues de tous ses amis. Mais il cachait souvent, sous des dehors très blagueurs et sous une grande simplicité, une connaissance profonde des choses et des gens, une réflexion philosophique et chrétienne sur le sens de la vie, réflexions qui constituaient le côté sérieux de notre collègue, préoccupé de l'avenir de nos Sociétés humaines. Son dernier discours, lors des manifestations du Centenaire de la Société belge de géologie, fut un cri d'alarme face aux problèmes de la Recherche scientifique et de l'avenir des jeunes chercheurs.

L'œuvre scientifique de A. Beugnies a donc été particulièrement importante, comme le témoigne l'impressionnante liste bibliographique publiée dans les *Annales de la Société géologique du Nord* (Tome CV, fascicule spécial publié en "Hommage au Professeur Beugnies" et qui traite de divers aspects de la géologie de l'Ardenne). Il convient d'y ajouter les deux notes posthumes présentées à la Société géologique du Nord et publiées dans le présent fascicule.

En mai 1985, nous fêtons notre collègue A. Beugnies à l'occasion de sa mise à la retraite et de son départ vers une vie nouvelle toute consacrée à sa famille et à ses recherches en Ardenne. Hélas, cette nouvelle vie fut beaucoup trop courte. Tous ses amis lillois (et ils sont nombreux) garderont en mémoire le souvenir d'un collègue aux grandes qualités humaines et scientifiques qui sut toujours maintenir les profonds liens d'amitié entre Lille et Mons.

La faille de Baronville

The Baronville fault

par A. BEUGNIES † (*)

Résumé. — A la bordure méridionale du synclinorium de Dinant, entre Givet et Beauraing, la faille de Baronville, faiblement pentée vers le Sud, témoigne d'un chevauchement S-N (1 à 2 km) de l'Unité de Givet sur l'Unité de Feschaux. Son allure listric est à l'origine de la fenêtre tectonique du Petit Caporal où émerge l'unité inférieure de Feschaux. La faille a rejoué plus tardivement, vers la fin du diastrophisme varisque, en cisaillement dextre avec un rejet de 2,5 km.

Abstract. — At the southern border of Dinant synclinorium, between Givet and Beauraing, the Baronville fault, weakly dipping to the South, underlines S-N thrusting (1 to 2 km) of upper unit of Givet over lower unit of Feschaux. Local listric shape of the fault induced the Petit Caporal tectonic window. At the end of variscan time, Baronville fault is still active with a right-handed lateral displacement reaching 2,5 km.

A l'occasion de la révision de la feuille de Givet de la carte géologique de France, j'ai bénéficié de la collaboration précieuse de M. P. Sartenaer qui m'a aimablement communiqué les observations qu'il avait pu faire dans le domaine militaire de Baronville, observations qui révélaient l'existence d'un accident longitudinal, la faille de Baronville, mettant en contact anormal le Famennien inférieur au Sud avec les schistes à nodules calcaires du Frasnien moyen au Nord.

Le prolongement occidental de la faille était cependant difficile à préciser dans les séries péliques monotones dont les rares affleurements dispersés dans la dépression de la Famenne ne se prêtaient guère à l'établissement de bonnes coupes.

Dès 1978, nous avons systématiquement et régulièrement exploité toutes les coupes naturelles et artificielles (tranchées, fondations, aménagements urbanistiques, etc...) en portant notre attention sur la macrofaune en vue d'identifier les niveaux stratigraphiques et préciser la structure du Paléozoïque au Nord de la barre givétienne dans une bande large de 1,5 à 2 km s'étendant sur une douzaine de kilomètres depuis Baronville à l'Est jusqu'au méridien d'Agimont à l'Ouest. La présente note expose la synthèse de nos observations.

I. — STRATIGRAPHIE

Les formations reconnues sont à rapporter au Famennien inférieur et au Frasnien dont nous précisons ci-dessous la succession stratigraphique de haut en bas.

1) Le Famennien inférieur.

Il est représenté par les Assises de Mariembourg (Fm1b) et de Senzeilles (Fm1a).

a) *L'assise de Mariembourg Fm1b* au bord sud du synclinorium de Dinant, peut elle-même être subdivisée en deux sous-assises :

— *la sous-assise supérieure Fm1b β* , marquée par les zones à *Evanescirostrum albinii* et *Camarotoechia* du groupe *letiensis* (forme 1) (Beugnies, 1965 ; Sartenaer, 1967 ; Bouckaert *et al.*, 1968), est constituée de pélites schisteuses plus ou moins arénacées, de teinte verdâtre, gris verdâtre à violacé contenant fréquemment des nodules et des bancs lenticulaires centimétriques à décimétriques de grès micacés parfois carbonatés et crinoïdiques souvent riches en brachiopodes (*Rhynchonelles*, *Spirifers*, *Cyrtiopsis*...). Son épaisseur dépasse 200 m, au Nord de Feschaux ;

(*) Faculté Polytechnique, Laboratoire de Minéralogie, rue de Houdain, 9. B-7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 7 Octobre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

— la sous-assise inférieure *Fm1ba*, marquée par la zone à *Ptychomaletoechia dumonti*, est lithologiquement très comparable à la sous-assise supérieure. Les bancs gréseux peuvent atteindre 10 à 40 cm d'épaisseur ; dans sa partie inférieure, on note la présence de quelques niveaux de pélites très fines à nodules de calcaire plus ou moins argileux ou sableux. Epaisseur : environ 250 m.

b) L'assise de Senzeilles *Fm1a* est, elle aussi, caractérisée par une zone supérieure (*Fm1aβ*) marquée par *Ptychomaletoechia omaliusi* et une zone inférieure (*Fm1aα*) marquée par *Paromoeopygma bellicastellana* (Sartenaer, 1968). L'assise de Senzeilles, essentiellement pélitique, est constituée de schistes fins généralement bien feuilletés, de teinte gris noirâtre dans la partie

inférieure passant vers le haut, au gris verdâtre ou violacé. Elle contient fréquemment, à divers niveaux, des nodules ou de minces passées de calcaire gris argilo-sableux. Les arénites sont extrêmement rares et se réduisent le plus souvent à de minces couches lenticulaires de grès micacés à stratifications obliques. Epaisseur : 250 à 280 m.

2) Le Frasnien.

Il se présente, lui aussi, sous un faciès schisteux largement dominant qui interdit l'établissement d'une lithostratigraphie détaillée. On peut cependant y distinguer un Frasnien supérieur F2 (Schistes de Matagne) et un Frasnien inférieur F1 (Schistes et Calcaires de Frasnes).

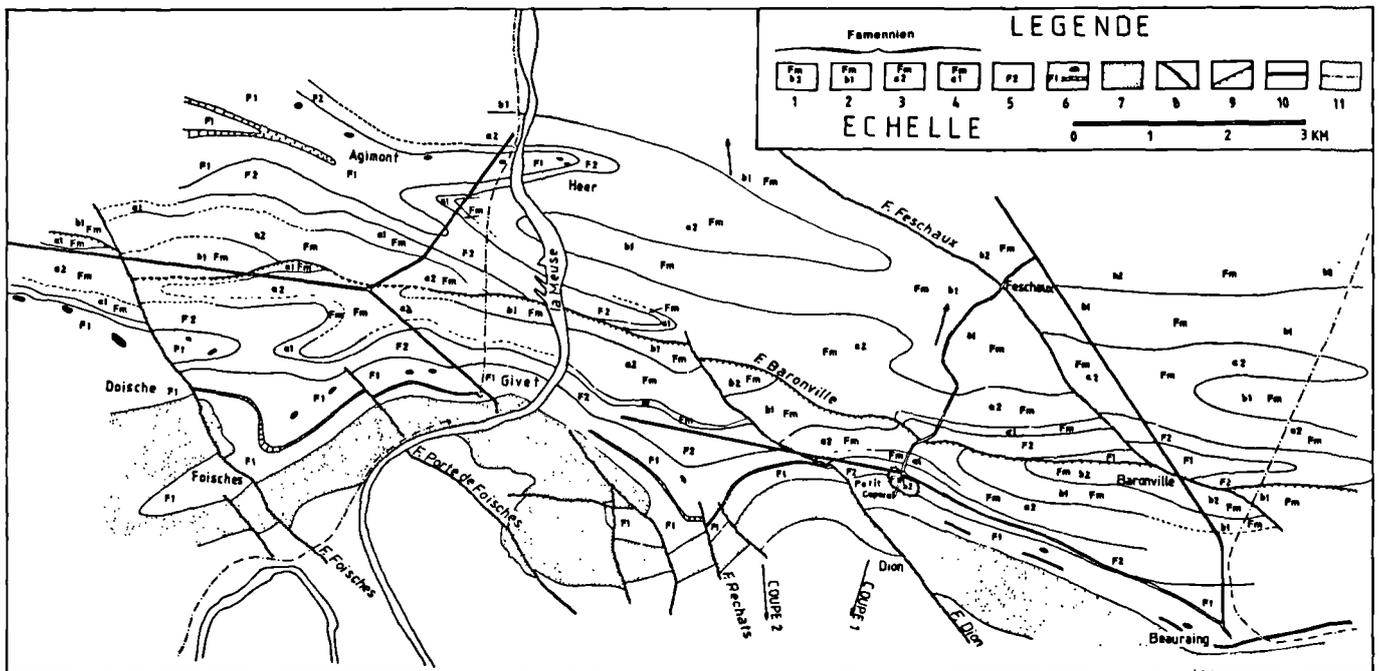


Fig. 1. — La faille de Baronville dans la région de Givet-Beauraing.

1, Famennien inférieur, assise de Mariembourg, zone à *Evanescirostrum albinii* et *Camarotoechia* du groupe *letiensis*. — 2, Famennien inférieur, assise de Mariembourg, zone à *Ptychomaletoechia dumonti*. — 3, Famennien inférieur, assise de Senzeilles, zone à *Ptychomaletoechia omaliusi*. — 4, Famennien inférieur, assise de Senzeilles, zone à *Paromoeopygma bellicastellana*. — 5, Frasnien supérieur, assise de Matagne. — 6, Frasnien inférieur, assise de Frasnes, avec bioherme de marbre rouge et niveau calcaire à *Phacellophyllum*. — 7, Givétien. — 8, Faille subverticale. — 9, Faille subhorizontale avec indication de la pente. — 9, Route principale. — 10, Ligne de chemin de fer.

Fig. 1. — Fault of Baronville in the Givet-Beauraing region.

1, Lower Famennian, Mariembourg-formation, zone with *Evanescirostrum albinii* and *Camarotoechia* of *letiensis* group. — 2, Lower Famennian, Mariembourg-formation, zone with *Ptychomaletoechia dumonti*. — 3, Lower Famennian, Senzeilles-formation, zone with *Ptychomaletoechia omaliusi*. — 4, Lower Famennian, Senzeilles-formation, zone with *Paromoeopygma bellicastellana*. — 5, Upper Frasnian, Matagne-formation. — 6, Lower Frasnian, Frasnes-formation with red marble bioherm and *Phacellophyllum* lithostratigraphic horizon. — 7, Givetian. — 8, Subvertical fault. — 9, Subhorizontal fault with indication of slope. — 9, Main road. — 10, Rail road.

a) *Le Frasnier supérieur F2* est formé de pélites schisteuses fines, un peu micacées, de teinte gris noir, à nodules de calcaire renfermant très souvent une faunule de Lamellibranches et de Brachiopodes; l'espèce *Buchiola palmata*, caractéristique de l'assise, est communément répandue. Epaisseur: environ 100 m.

b) *Le Frasnier inférieur F1* est constitué de schistes et de calcschistes grisâtres à verdâtres renfermant fréquemment des lits de nodules calcaires centimétriques à décimétriques. L'assise ne comporte qu'une seule barre peu épaisse (5 à 10 m) de calcaire gris nodulaire à *Phacellophyllum* qui constitue un repère lithostratigraphique précieux.

Les schistes situés au-dessus de la barre de calcaire à *Phacellophyllum* contiennent localement des biohermes multimétriques de calcaire rouge à Stromatopores, *Stromatactis*, *Alveolites*...

La partie inférieure du Frasnier, à la limite avec le Givétien, est constituée sur quelques mètres de schistes grossiers nodulaires remarquables par les brachiopodes de grande taille comme *Cyrtospirifer verneuili* et *Atrypa reticularis* (zone des monstres de Gosselet).

Par ailleurs, la faune du Frasnier inférieur est souvent abondante. A côté des espèces déjà signalées, on peut encore citer: *Atrypa legayi*, *Schizophoria striatula*, *Hypothyridina cuboides*, *Receptaculites neptuni*... Epaisseur: environ 230 m.

II. — STRUCTURE

L'existence de la faille de Baronville permet de distinguer, dans la région étudiée, l'unité de Feschaux au Nord et l'unité de Givet au Sud de l'accident longitudinal.

1° *L'unité de Feschaux* se caractérise par un pli principal ou *Anticlinal d'Agimont* à noyau de Frasnier inférieur et à ennoyage oriental. Au méridien d'Agimont, il se dichotomise en une branche septentrionale, l'anticlinal de Heer (N 90° O) et une branche méridionale, l'anticlinal des Chaumières (N 75° O) séparées par le synclinal de Massembre (N 80° O).

L'ennoyage oriental des plis n'est que très localement perturbé à proximité de la faille de Baronville par l'axe de culmination secondaire de Baronville qui ouvre l'anticlinal des Chaumières sur les formations du Frasnier inférieur.

2° *L'unité de Givet* correspond à la retombée septentrionale de l'aire anticlinale de l'Ardenne marquée, au Nord de la barre calcaire givétienne, par un seul pli principal, le *synclinal de Baronville*, ouvert sur l'assise de Mariembourg (Fm1b) et pratiquement réduit à son seul flanc méridional. L'axe du pli orienté O-E à l'Ouest de Petit-Doische prend vers l'Est la direction N 78 à 80° O qu'il maintient jusqu'au méridien de

Beauraing. L'ennoyage oriental du synclinal de Baronville est fortement interrompu par l'importante *culmination de Felenne* (N 157° O) qui marque ses effets jusqu'à la trace de la faille de Baronville au méridien du Petit Caporal.

Les plis longitudinaux des deux unités sont généralement déjetés vers le Nord avec des pendages de 50 à 90° sur le flanc redressé et de 30 à 50° sur le flanc en plateau.

1) Les failles transversales.

La faille de Feschaux qui affecte l'unité de même nom et la faille de Dion, sont deux accidents transverses qui complètent le réseau de failles qui décalent de place en place la barre givétienne (Bonté et Ricour, 1949). Tous ces accidents ont en commun:

- une même direction N 35° à N 50° O,
- un même type de jeu tangentiel apparent qui les assimile tous à des décrochements dextres.

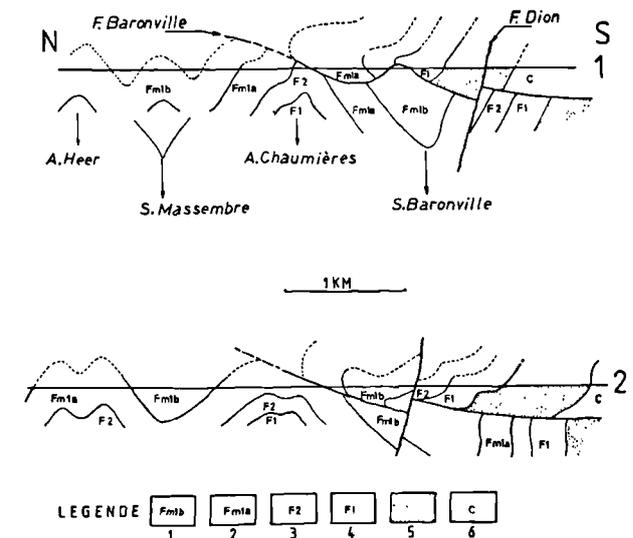


Fig. 2. — Coupes dans le Paléozoïque entre Givet et Beauraing.

1. Famennien inférieur, assise de Mariembourg. — 2. Famennien inférieur, assise de Senzeilles. — 3. Frasnier supérieur. — 4. Frasnier inférieur. — 5, Givétien. — 6, Couvinien.

Remarque: Pour la localisation des coupes, voir fig. 1.

Fig. 2. — Cross-sections in the Paleozoic between Givet and Beauraing.

1. Lower Famennian, Mariembourg-formation. — 2. Lower Famennian, Senzeilles-formation. — 3, Upper Frasnian. — 4, Lower Frasnian. — 5, Givetian. — 6, Couvinian.

Remark: Cross-sections are located on the map (fig. 1).

Il s'agit vraisemblablement de décrochements sub-verticaux si l'on en juge par les seules allures connues pour la faille de la Porte de Foisches (50° SO) et la faille des Rechats (70° O). Les décrochements de Dion et de Feschaux sont les plus importants par l'ampleur de la flèche apparente (500 à 1.000 m) qui ne dépasse pas une centaine de mètres pour les autres failles du réseau.

2) La faille de Baronville.

La faille longitudinale de Baronville est certainement l'élément structural le plus important de la région étudiée. Nulle part, on ne peut observer le plan de faille dont l'existence découle essentiellement de l'opposition des séries qui en jalonnent le tracé d'Est en Ouest, à savoir :

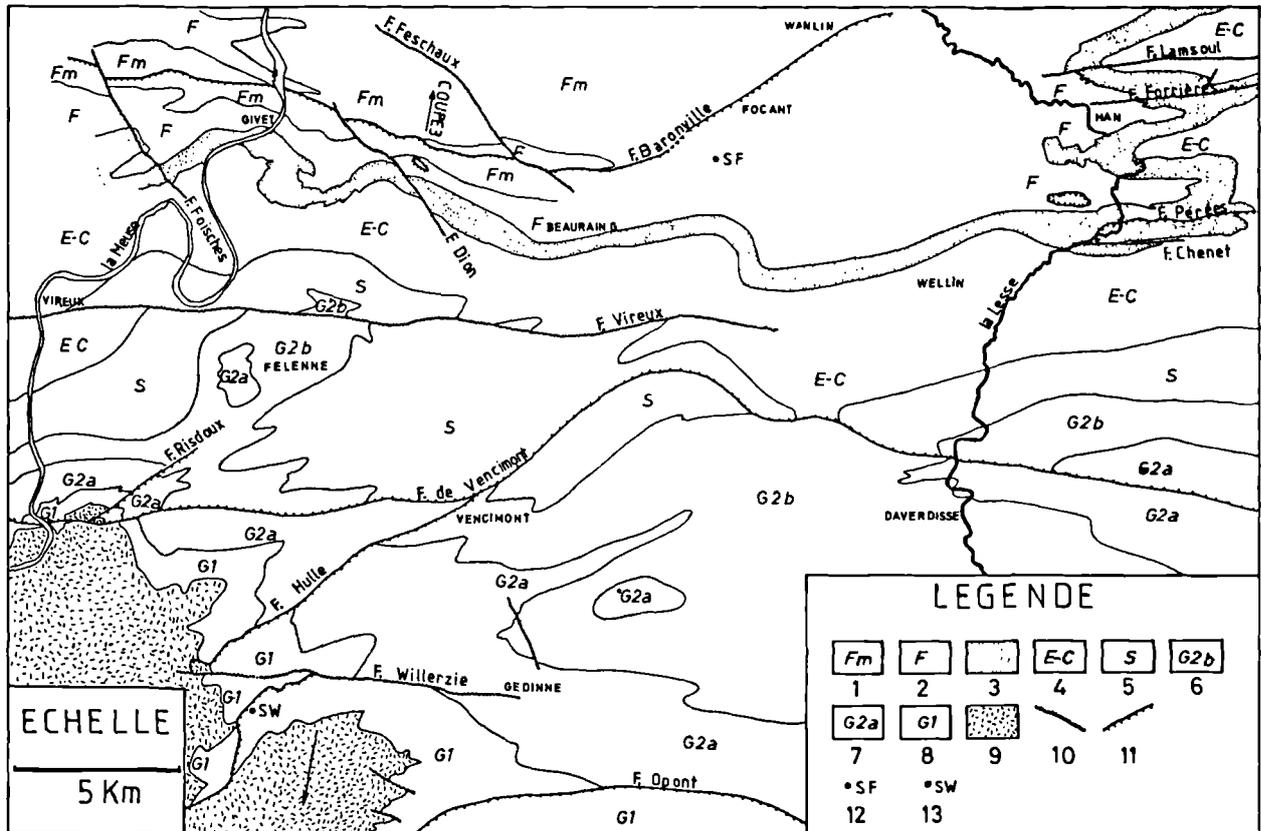


Fig. 3. — Le champ de failles de l'aire anticlinale de l'Ardenne et du flanc sud du synclinorium de Dinant entre la Meuse et la Lesse.

1, Famennien. — 2, Frasnien. — 3, Givétien. — 4, Couvinien et Emsien. — 5, Siegenien. — 6, Gedinien supérieur, formation de Saint-Hubert. — 7, Gedinien supérieur, formation d'Oignies. — 8, Gedinien inférieur. — 9, Cambro-ordovicien. — 10, Faille subverticale. — 11, Faille subhorizontale avec indication de la pente. — 12, Sondage de Martouzin-Neuville (ou de Focant). — 13, Sondage de Willerzie.

Fig. 3. — The fault-field of main anticline area of Ardenne and southern border of Dinant Synclinorium between Meuse and Lesse valleys.

1, Famennian. — 2, Frasnian. — 3, Givetian. — 4, Couvinian and Emsian. — 5, Siegenian. — 6, Upper Gedinian, Saint-Hubert formation. — 7, Upper Gedinian, Oignies formation. — 8, Lower Gedinian. — 9, Cambro-ordovician. — 10, Subvertical fault. — 11, Subhorizontal fault with indication of slope. — 12, Martouzin-Neuville (or Focant) borehole. — 13, Willerzie borehole.

- au km 23,2 de la ligne de chemin de fer de Houyet à Beauraing, les arénopélites à *P. dumonti* au Sud, aux schistes de Matagne à buchioles au Nord ;
- dans le domaine militaire de Baronville, les schistes gréseux Fm1b β à *E. albinii* au Sud aux formations frasniennes au Nord ;
- sur le plateau du Bois de l'Abbaye au Nord de la route de Beauraing à Givet, les séries famenniennes à *C. letiensis* ou *P. dumonti* au Sud, aux pélites à *P. omaliusi* au Nord ;
- sur la rive droite de la Meuse, les schistes à *P. dumonti* au Sud aux schistes de Matagne à buchioles au Nord ;
- à Petit-Doische, entre les km 17 et 18 de la route de Philippeville, le flanc septentrional (p. 62° S) du synclinal de Baronville marqué par la série inférieure à *P. bellicastellana* de l'Assise de Senzeilles au Sud vient buter sur les schistes plus ou moins arénacés à *P. omaliusi* d'abord, à *P. dumonti* ensuite, appartenant au flanc sud de l'anticlinal d'Agimont au Nord.

Les structures observées de part et d'autre de l'accent, permettent de l'interpréter comme un chevauchement Sud-Nord de l'Unité de Givet sur celle de Feschaux, impliquant pour la faille, une allure sub-horizontale à faible pente sud. Cette interprétation est confirmée par l'existence de la petite fenêtre tectonique du Petit Caporal isolée au milieu des schistes frasniens de l'Unité de Givet et ceinturant une émergence des arénopélites carbonatées du Famennien Fm1b marquées par de nombreux spécimens de *E. albinii* (Sartenaer, 1967) et appartenant au flanc sud fortement redressé (p 80° S) de l'anticlinal des Chaumières.

L'ampleur de la translation vers le Nord de l'Unité de Givet est difficile à estimer. Si le synclinal de Baronville (Unité de Givet) représente le pli qui, originel-

lement, succédait au Sud à l'anticlinal des Chaumières (Unité de Feschaux) le rejet, dans ce cas minimal, du chevauchement serait d'environ 1 kilomètre.

III. — CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

Le réseau de décrochements dextres résulte de la phase la plus tardive du diastrophisme hercynien de la région de Givet. Il s'est mis en place après les plis longitudinaux et transversaux, brisés et décalés par les failles ; il est encore postérieur au chevauchement le long de la faille de Baronville dont la trace est décalée par les décrochements de Foisches et de Feschaux.

Les relations spatio-temporelles de la faille de Baronville avec les plis conduisent à envisager un processus génétique plus complexe. Le bombement de la faille, dans l'axe de culmination de Felenne indique que le chevauchement est antérieur au pli transverse. Toutefois, la culmination de Felenne ne se prolonge pas dans l'unité de Feschaux où la culmination de Baronville marque ses effets à quelque 2.500 m à l'Est de la première. Dans l'hypothèse où, après le chevauchement, les anticlinaux transverses de Felenne et de Baronville appartenaient à une même aire de culmination, on est amené à faire rejouer la faille de Baronville, postérieurement au plissement transversal, par coulissage dextre de direction E-O avec une ampleur de 2,5 km.

Il est possible que le coulissage dextre le long de la faille de Baronville soit à l'origine de la fracturation transversale caractérisée par les décrochements également dextres de Foisches, de Dion et de Feschaux.

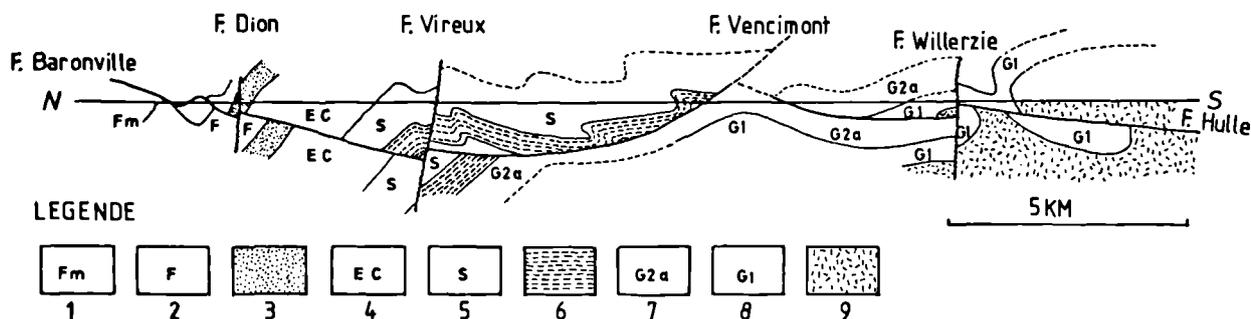


Fig. 4. — Coupe 3 dans le Paléozoïque entre Feschaux et Willerzie.

1, Famennien. — 2, Frasnien. — 3, Givétien. — 4, Emsien-Couvinien — 5, Siegenien — 6, Gedinnien supérieur, formation de St-Hubert. — 7, Gedinnien supérieur, formation d'Oignies. — 8, Gedinnien inférieur. — 9, Cambro-ordovicien. *Remarque* : Pour la localisation de la coupe, voir fig. 3.

Fig. 4. — Cross-section in the Paleozoic between Feschaux and Willerzie.

1, Famennian. — 2, Frasnian. — 3, Givetian. — 4, Couvinian and Emsian. — 5, Siegenian. — 6, Upper Gedinian, Saint-Hubert formation. — 7, Upper Gedinian, Oignies formation. — 8, Lower Gedinian. — 9, Cambro-ordovician. *Remark* : Cross-section is located on the map (fig. 3).

IV. — LES PROLONGEMENTS PROBABLES DE LA FAILLE DE BARONVILLE

La faille de Baronville qui témoigne du chevauchement de l'Unité de Givet sur celle de Feschaux doit normalement se prolonger vers l'Est dans la dépression de la Famenne. Elle paraît s'identifier au contact anormal subhorizontal recoupé vers 1.100 m de profondeur par le sondage n° 27 de Martouzin-Neuville à environ 5 km à l'Est de Beauraing. Comme la faille de Baronville, il fait chevaucher les séries famenniennes en dressants sur les couches frasniennes faiblement inclinées vers le Sud (document du Service Géologique de Belgique). La faille doit émerger au Nord du sondage, aux environs de Focant (fig. 3), où elle semble bien correspondre à la faille de Wanlin dont le tracé a été reconnu jusque dans la vallée de la Lesse (planchette géologique n° 185 de Houyet - Han-sur-Lesse). On peut notamment repérer son passage le long de la grand'route de Dinant à Neufchâteau à environ 400 m au Nord de la borne 19 où elle fait chevaucher les arénopélites à *Camarotoechia letiensis* en dressants déversés vers le Nord (56 à 80° S) du flanc inverse très disloqué de l'anticlinal de Focant sur les schistes à *Ptychomaletoechia gonthieri* appartenant au flanc sud (p 80° N) du synclinal de Massemble (Sartenaer, 1969).

Suivi d'Ouest en Est sur un parcours d'une trentaine de kilomètres, l'accident chevauchant de Baronville s'inscrit comme un trait majeur de l'orogène hercynien de l'Ardenne.

Signalons encore que, par sa position trop méridionale, la faille listriqué des Pérées qui supporte le

lambeau de même nom et la klippe du Bois Niau dans la vallée de la Lesse (Delvaux de Fenffe, 1985) ne paraît pas pouvoir s'identifier à la faille de Baronville malgré un style et un rejet très comparables. Faiblement inclinée vers le Sud, la faille de Baronville doit normalement se raccorder en profondeur à la faille de Vencimont pentée vers le Nord sous un angle d'une cinquantaine de degrés dans sa zone d'affleurement entre Vencimont et les carrières des Hairies dans la vallée de la Meuse (fig. 3 et 4).

L'assimilation de la faille de Baronville à l'émergence septentrionale de la faille de Vencimont conduit à voir dans l'Unité de Givet, l'équivalent de l'Unité de Saint-Hubert (Beugnies, 1983, 1985, 1986) qui a glissé sur l'unité inférieure d'Opont-Feschaux.

Effectivement, la translation Est-Ouest de l'Unité de Saint-Hubert évaluée à 3,5 km à Vencimont est comparable à la translation de 2.5 km de l'Unité de Givet estimée par le décalage de l'aire de culmination de Felenne-Baronville de part et d'autre de l'accident.

De même, la translation Sud-Nord, d'au moins 1 km de l'Unité de Givet sur l'Unité de Feschaux tire son origine du glissement de l'Unité de Saint-Hubert sur l'Unité d'Opont, consécutif au soulèvement de l'aire anticlinale de l'Ardenne responsable du bombement de la faille cisailante de Vencimont-Opont (Beugnies, 1986).

Il s'ensuit que, dans la succession des phases varisques de l'Ardenne, le chevauchement de Baronville apparaît comme un événement majeur relativement tardif qui affecte un secteur très étendu de l'Orogène.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEUGNIES A. (1965). — Contribution à l'étude du Famennien du bord nord du Bassin de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 88, p. 413-450.
- 2) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 165-172.
- 3) BEUGNIES A. (1985). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 87-95.
- 4) BEUGNIES A. (1986). — L'aire anticlinale de l'Ardenne dans la région de Bastogne. *Aardk. Med.*, 3, p. 31-44. Leuven.
- 5) BONTE A. et RICOUR J. (1949). — Feuille de Givet au 50.000°. *Bull. Carte géol. France*, 226. C.R. Coll. Camp. 1948. p. 1-9.
- 7) BOUCKAERT J., STREEL M. et THOREZ J. (1968). — Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 91, p. 317-336.
- 8) DELVAUX de FENFFE D. (1985). — Géologie et tectonique du Parc de Lesse et Lomme au bord sud du Bassin de Dinant (Rochefort, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 94, p. 81-95.
- 9) SARTENAER P. (1956). — A propos de certaines interprétations stratigraphiques erronées basées sur des fossiles du Famennien inférieur. *Bull. inst. r. Sc. nat. Belg.*, 32. 12. p. 1-23.
- 10) SARTENAER P. (1967). — De la présence du genre *Evanescirostrum* Sartenaer, 1965 dans le Famennien inférieur d'Europe occidentale. *Bull. Inst. r. Sc. Nat. Belg.*, 43, 41. p. 1-15.
- 11) SARTENAER P. (1968). — De l'importance stratigraphique des Rhynchonelles famenniennes situées sous la zone à *Ptychomaletoechia omaliusi* (Gosselet, 1877). Cinquième note : *Paromoeopygma* n. gen. *Bull. Inst. r. Sc. Nat. Belg.*, 44, 42. p. 1-26.
- 12) SARTENAER P. (1969). — Le contact Frasnien-Famennien dans la région de Houyet - Han-sur-Lesse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92, p. 345-357.
- 13) SARTENAER P. (1972). — De l'importance stratigraphique des Rhynchonellides famenniens situés au-dessus de la zone à *Ptychomaletoechia dumonti* (Gosselet, 1877). Première note : *Cavatisinurostrum* n. gen. *Bull. Inst. r. Sc. Nat. Belg.*, 48, 2, p. 1-22.

Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne

The metamorphism of the Givonne anticline area

par A. BEUGNIES † (*)

Résumé. — Un métamorphisme hercynien affecte l'anticlinal de Givonne dans une aire de forme elliptique dont le grand axe E-O atteint 12 km et le petit axe 3 km. Les paragenèses réalisées à chloritoïde, pyrophyllite, andalousite, clinozoïsite, plagioclase, biotite, margarite, ilménite, sont typiques du faciès "Green Schist". L'étude des paragenèses permet de distinguer une zone interne marquée par la déstabilisation complète de la pyrophyllite, la décarbonatation de la calcite et l'anorthitisation de l'albite. Dans son ensemble, le métamorphisme apparaît pénécemporain de la schistosité ardoisière.

Abstract. — *The hercynian metamorphism located along the Givonne anticline covers an elliptical area with a great E-W axis reaching 12 km and a short S-N one of 3 km. Paragenetic minerals including: Chloritoid, Pyrophyllite, Andalousite, Plagioclase, Biotite, Margarite, Ilmenite, are typical of the "Greenschist" facies. The study of paragenesis gives the opportunity to recognize an internal zone specially marked by complete destabilization of Pyrophyllite, decarbonatation of Calcite and anorthitization of Albite. As a whole, metamorphism is contemporary with slaty cleavage.*

I. — INTRODUCTION

Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne se traduit par la présence, dans les roches cambriennes et gedinniennes de porphyroblastes millimétriques de chloritoïde, de chiastolite, de biotite, de clinozoïsite, de margarite et, plus rarement, d'ilménite (Beugnies, 1976; Stenmans, 1978).

Il offre beaucoup d'analogies avec le métamorphisme de l'aire anticlinale plus septentrionale de Rocroi (Beugnies, 1986), ce qui nous a conduit à en reprendre l'étude dans le but d'en préciser la zonéographie.

Dans la présente note, nous montrons qu'il est possible de distinguer dans l'aire métamorphique une zone externe et une zone interne, cette dernière étant caractérisée par la déstabilisation complète de la pyrophyllite et la décarbonatation de la calcite.

A la bordure sud du synclinorium de Neufchâteau, l'anticlinal de Givonne comporte un noyau calédonien et une couverture gedinnienne discordante. Le socle calédonien ne montre que des formations reviniennes datées du Cambrien moyen et supérieur (Vanguetaine,

1973, 1974) représentées par 1.500 m de phyllades, de quartzites et de quartzophyllades de teinte sombre pratiquement dépourvues de calcium sauf vers le sommet du Cambrien où les phyllades de la formation de Muno (Rv5) recèlent, dans l'aire métamorphique, quelques bancs métriques d'un micaschiste à margarite contenant plus de 2 % de CaO qui devait correspondre initialement à un niveau marnogréseux.

La couverture gedinnienne débute par une formation conglomératique (40 à 80 m) assimilable au Conglomérat de Fépin (G1a) surmontée par la formation schistogréseuse de Mondrepuits (G1b) épaisse de 180 m comportant deux horizons fossilifères calcopélitiques remarquables: l'horizon de Muno (30 m) au sommet et l'horizon du Ruisseau des Roches (30 m) à une cinquantaine de mètres de la base. Le Gedinnien supérieur (G2) est représenté par un millier de mètres de grès et de schistes verts où il n'est guère possible de distinguer la formation d'Oignies de celle de Saint-Hubert.

Vers sa terminaison orientale, l'anticlinal est brisé par le décrochement dextre des Amerois dont le rejet vertical se traduit par l'affaissement du bloc oriental où la couverture gedinnienne affleure largement. Nous

(*) Faculté Polytechnique, Laboratoire de Minéralogie, rue de Houdain, 9, B-7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 7 Octobre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

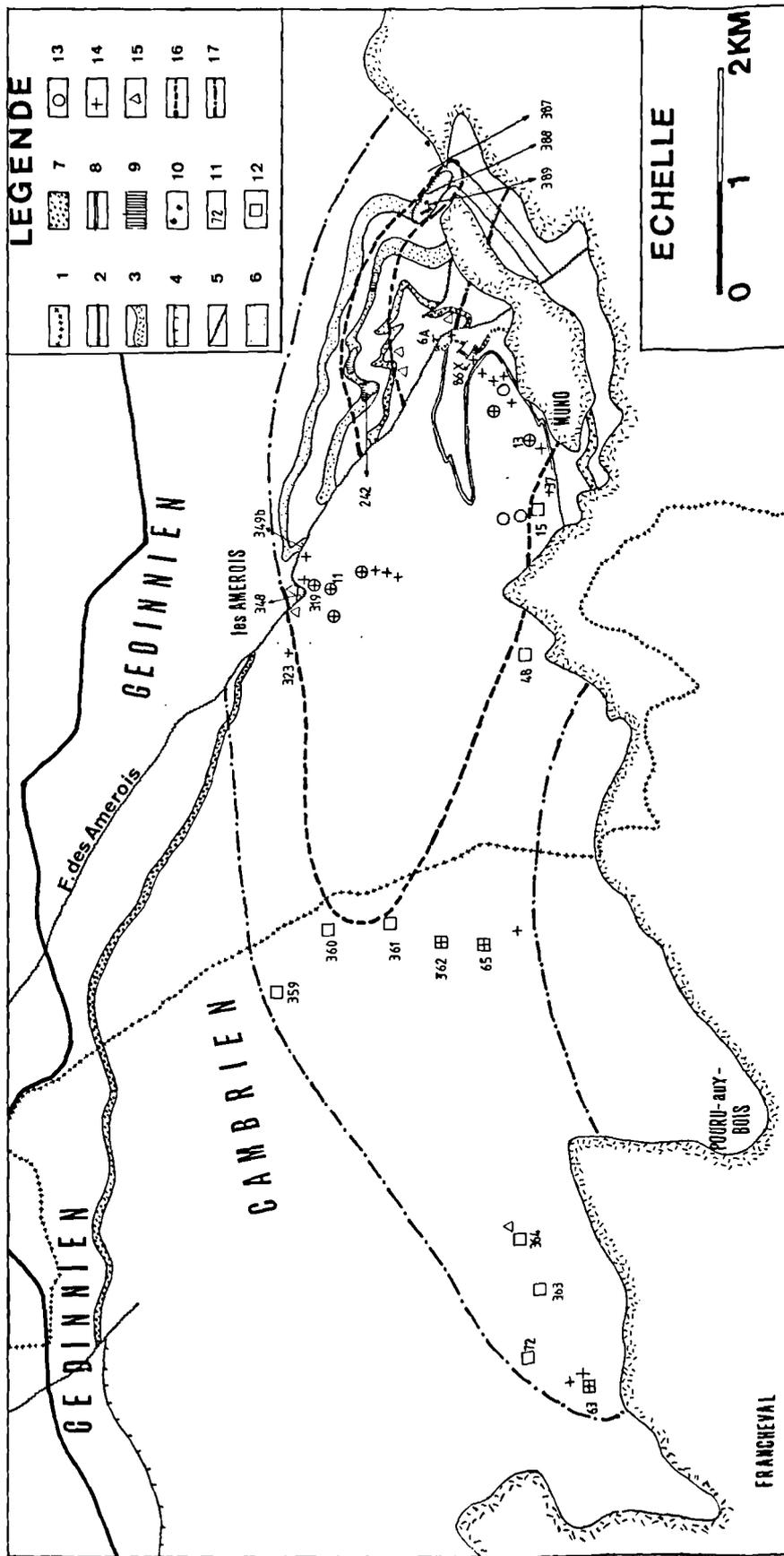


Fig. 1. — Les zones métamorphiques de l'aire anticlinale de Givonne.

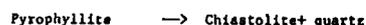
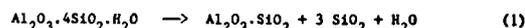
1, Frontière franco-belge. — 2, Route principale. — 3, Limite septentrionale de la couverture mésozoïque. — 4, Faille de chevauchement. — 5, Décrochement. — 6, Horizon calco-pélimitique fossilifère du Gedinne inférieur. — 7, Conglomérat de base du Gedinne inférieur. — 8, Horizon calco-pélimitique (micaschiste à margarite) du Revinien supérieur. — 9, Cornéite. — 10, Intrusion de kersantite. — 11, Situation et numéro de l'échantillon cité dans le texte. — 12, Roche à pyrophyllite. — 13, Roche à chialtolite. — 14, Roche à chloritoïde. — 15, Roche à ilménite. — 16, Limite de la zone métamorphique interne. — 17, Limite de la zone métamorphique externe.

Fig. 1. — Metamorphic field of the Givonne anticline area.

1, Franco-belgian frontier. — 2, Main road. — 3, Northern limit of mesozoic formations. — 4, Thrust fault. — 5, Wrench fault. — 6, Fossiliferous calcopelitic bed of Lower Gedinne. — 7, Basal conglomerate of Lower Gedinne. — 8, Calcopelitic bed (margarite schist) of Upper Revinien. — 9, Corneite. — 10, Kersantite intrusiv body. — 11, Location and numero of sample studied. — 12, Pyrophyllite rock. — 13, Chialtolite rock. — 14, Chloritoid rock. — 15, Ilmenite rock. — 16, Limit of the internal zone of metamorphism. — 17, Limit of the external zone of metamorphism.

montrons qu'il s'agit d'un accident tardivarisque postérieur au métamorphisme et au chevauchement majeur le long de la faille d'Herbeumont reconnue au Sud de Bouillon par Asselberghs dès 1921 (p. 101-104).

l'anticlinal de Rocroi, la limite séparant les faciès à chiastolite des faciès à pyrophyllite peut être utilisée pour définir l'isograde séparant la zone interne de la zone externe. Elle matérialise sur le terrain, l'équilibre monovariant de déstabilisation de la pyrophyllite :



II. — LES PARAGENESES

1) Les roches à pyrophyllite et les paragenèses à chiastolite.

La pyrophyllite a été identifiée par diffractométrie des rayons X (tabl. I) dans des phyllades très alumineux du Cambrien, notamment au N-E de Francheval et de Pouru-aux-Bois et à l'Ouest de Muno (fig. 1). Par contre, tous les tests d'identification de la pyrophyllite sont restés négatifs dans les mêmes phyllades situés à l'Est de la frontière franco-belge, entre Muno et les Amerois, où la tendance alumineuse des roches s'exprime dans les porphyroblastes de chiastolite. A l'exemple de ce qu'on observe dans l'aire métamorphique de

L'isograde correspondant à l'équilibre (1) peut être tracée assez facilement à l'Ouest de la faille des Amerois où les affleurements cambriens sont nombreux. Il n'en va pas de même à l'Est où le sous-sol est presque exclusivement constitué par la couverture gedinnienne dont les roches, notablement moins alumineuses, se sont révélées dépourvues de pyrophyllite ou de chiastolite. Il a donc fallu recourir à d'autres équilibres monovariants pour préciser l'extension de la zone interne à l'Est de la faille des Amerois. Nous avons porté notre choix sur les réactions consécutives à la décarbonatation de la calcite dans les roches calcopélitiques.

Ech.	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
ASTM 25-22	9,20	xxxx	4,60	x	4,42	xxxx	4,06	xx	3,07 2,95	xxx	2,57 2,54	x	2,41	xx	1,68	x
15	9,54	xxx	4,60	xx	4,41	xxxx	3,95	xx	3,10	xx	2,54	xx				
48	9,55	xxxx	4,77	xxxx	4,43	xxxx	4,07	xx	3,10	xxx	2,58	xxx	2,40	xx	1,68	x
65	9,60	xxxx			4,44	xxxx	3,98	xx	2,99	xxx					1,68	xxx
69	9,50	xxxx	4,67		4,42	xxxx					2,56	xxx			1,68	xx
359	9,62	xxxx	4,74		4,42	xxxx	3,96	xx			2,58	xxx			1,68	xx
360	9,46	xxxx	4,77	xxx	4,41	xxxx			3,10	xx					1,67	xxxx
361	9,60	xx			4,43	xxxx	4,08	xx	3,11	xx	2,58	xxx			1,69	xx
362	9,54	xxxx	4,78		4,43	xxxx					2,58	xxx			1,68	xx
363	9,48	xxxx	4,77	xxx	4,43	xxxx	3,95	xx							1,68	xx
364	9,45	xxx	4,76	xxx	4,42	xxxx			2,97				2,38	xxx	1,67	xxx
72	9,44	xxxx	4,76	xxx	4,41	xxxx	4,06 3,96	xx xx	2,97	xxx					1,68	xx

Tableau I. — Pyrophyllite de l'anticlinal de Givonne.

d : Equidistance des plans réticulaires en angstroms.

I : Intensité relative de la raie de diffraction mesurée par le rapport de la hauteur du pic enregistrée sur celle du pic de la raie la plus intense selon les conventions : xxxx, 90 à 100 % ; xxx, 75 à 90 % ; xx, 50 à 75 % ; x, < 50 %.

Table I. — Pyrophyllite of Givonne anticline area.

d : Interplanar spacing in angström ; I : Intensity of diffraction line.

2) La néogenèse de margarite dans les calcophyllades cambriens.

Dans les roches calcopélitiques, le métamorphisme se traduit par la néogenèse de silicates calciques dont la nature dépend essentiellement du chimisme de la

roche originelle. Les calcopélites de l'anticlinal de Givonne peuvent être classées en deux grands groupes selon leur teneur en K_2O : les roches peu ou non potassiques ($K_2O < 0,3\%$) représentées par le mica-schiste à margarite du Cambrien supérieur et les roches

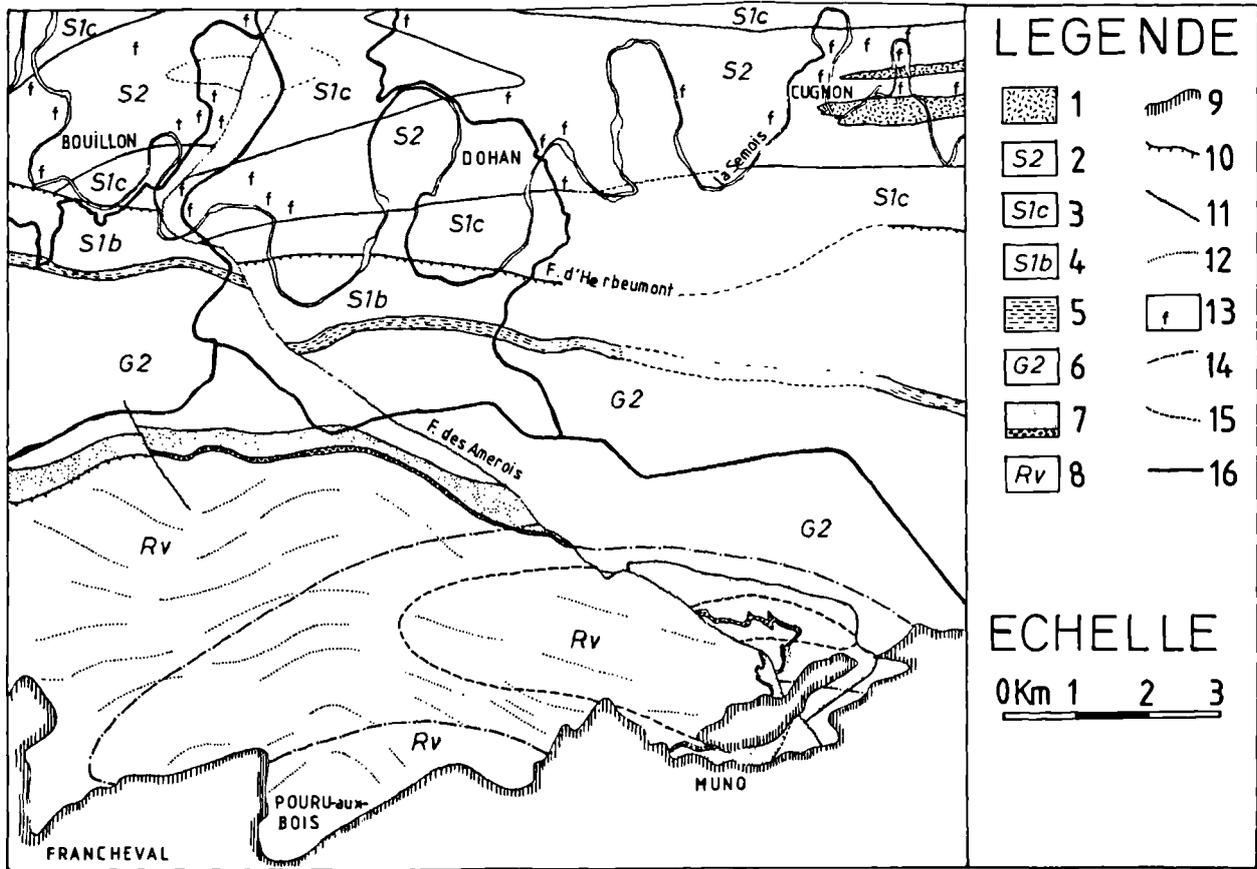


Fig. 2. — Carte géologique de la région Bouillon-Muno.

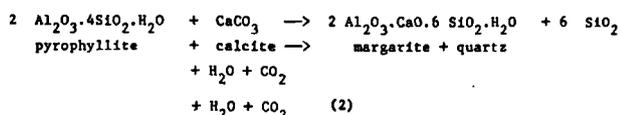
1, Siegenien supérieur, formation de Neufchâteau S3. — 2, Siegenien moyen, formation de Bouillon S2. — 3, Siegenien inférieur, formation d'Alle S1c. — 4, Siegenien inférieur, formation de Mohret S1b. — 5, Siegenien inférieur, formation de Verlaine S1a. — 6, Gedinien supérieur, formations de Saint-Hubert et d'Oignies confondues. — 7, Gedinien inférieur, formation de Mondrepuits et conglomérat de base. — 8, Revinien indifférencié. — 9, Limite septentrionale de la couverture mésozoïque. — 10, Faille de chevauchement. — 11, Faille de décrochement. — 12, Allure de la schistosité ardoisière S, dans le Massif Cambrien (d'après de Hédouville, 1981). — 13, Gîte fossilifère du Siegenien moyen. — 14, Limite de la zone métamorphique externe. — 15, Limite de la zone métamorphique interne. — 16, Route principale.

Fig. 2. — Geological map of Bouillon-Muno region.

1, Upper Siegenian, Neufchâteau formation S3. — 2, Middle Siegenian, Bouillon formation S2. — 3, Lower Siegenian, Alle formation S1c. — 4, Lower Siegenian, Mohret formation S1b. — 5, Lower Siegenian, Verlaine formation S1a. — 6, Upper Gedinian, Saint-Hubert and Oignies undifferentiated formations. — 7, Lower Gedinian, Mondrepuits formation and basal conglomerate. — 8, Undifferentiated Revinian. — 9, Northern limit of mesozoic formations. — 10, Thrust fault. — 11, Wrench fault. — 12, Slaty cleavage in Cambrian massiv (after de Hédouville, 1981). — 13, Fossils in Middle Siegenian formation. — 14, Limit of the external zone of metamorphism. — 15, Limit of the internal zone of metamorphism. — 16, Main road.

potassiques (1,63 à 5,53 % K₂O) des horizons gediniens fossilifères de Muno et du Ruisseau des Roches.

Dans les calcopélites non potassiques, la décarbonatation de la calcite s'accompagne de la néogénèse de margarite selon la réaction :



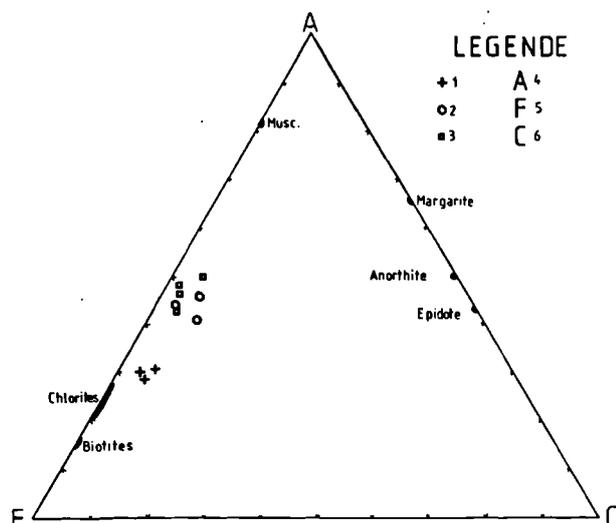
Dans le diagramme AFC (fig. 3), les points représentatifs des roches à margarite se situent au voisinage immédiat du domaine binaire margarite-chlorite, ce qui explique l'association fréquemment rencontrée

quartz — chlorite — margarite

avec, accessoirement, de la muscovite et du rutile.

3) La néogénèse du plagioclase dans l'horizon de Muno.

Dans les zones métamorphiques, l'horizon de Muno se distingue de celui du Ruisseau des Roches par la



LEGENDE

- + 1 A 4
- o 2 F 5
- 3 C 6

Fig. 3. — Les roches calcopélitiques de l'aire anticlinale de Givonne dans le diagramme AFC.

1, Micaschiste à margarite. — 2, Niveau de Muno. — 3, Niveau du Ruisseau des Roches. — 4, Composant moléculaire Al₂O₃-Na₂O. — 5, Composant moléculaire FeO+MnO+TiO₂+MgO. — 6, Composant moléculaire CaO. (D'après les analyses de roches et minéraux in Stenmans, 1978)

Fig. 3. — Calcopelitic rocks of Givonne anticline area in the AFC-diagram.

1, Margarite schist. — 2, Muno horizon. — 3, Ruisseau des Roches horizon. — 4, Molecular component Al₂O₃-Na₂O. — 5, Molecular component FeO+MnO+TiO₂+MgO. — 6, Molecular component CaO. (After analysis of rocks and minerals in Stenmans, 1978).

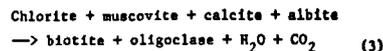
présence systématique d'un plagioclase reconnu par des tests de coloration sélective (Stenmans, 1978), par les raies caractéristiques de diffraction X (tabl. II) et par observation microscopique (macles polysynthétiques, bi-axe négatif, 2 V de 80 à 90°). Dans l'échantillon 389 proche de la kersantite, des mesures d'indices (N_g = 1,552 ; 1,540 < N_m < 1,552) ont permis de déterminer une oligoclase-andésine titrant environ 30 % d'anorthite. En dehors des zones métamorphiques, les roches de l'horizon de Muno se caractérisent par l'association calcite-albite (N_g inférieur mais proche de 1,540 ; bi-axe positif ; 2 V voisin de 80°).

Le passage du faciès non métamorphique à chlorite, muscovite, calcite, albite

aux faciès "cornéite" à

chlorite, muscovite, biotite, oligoclase

se traduit par l'anorthitisation de l'albite et la néogénèse de biotite selon une réaction du type



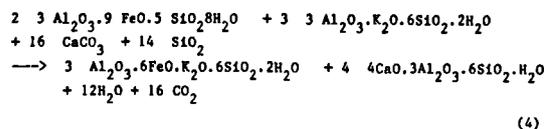
Comme nous l'avons montré à l'occasion de l'étude du métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne (1986, p. 22), l'anorthitisation de l'albite passe par le stade intermédiaire de l'association

oligoclase - calcite

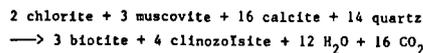
reconnue dans l'échantillon 388 très proche de l'isograde séparant la zone externe à albite et calcite de la zone interne à oligoclase.

4) La néogénèse de clinozoïsite dans l'horizon du Ruisseau des Roches.

Dans les calcopélites non albitiques du Ruisseau des Roches, où la formation de plagioclase n'est pas possible, on observe une paragenèse à biotite et clinozoïsite conformément à la réaction



soit :



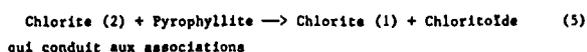
qui, par épuisement de la calcite, conduit à l'association quartz - muscovite - chlorite - biotite - clinozoïsite caractéristique de la "cornéite" 242 à l'Ouest de la Roche à l'Appel.

En conclusion, à l'Est de la faille des Amerois, la zone interne se reconnaît à ses "cornéites" marquées par les associations biotite-plagioclase An₃₀ ou biotite-clinozoïsite.

III — LA GENESE DU CHLORITOÏDE

Comparés aux chloritoïdes de l'aire anticlinale de Rocroi (Beugnies, 1986), les chloritoïdes de l'anticlinal de Givonne se distinguent par la présence constante de Mg parmi les éléments constitutifs (tabl. III), impliquant l'intervention de la chlorite dans la réaction monovariante.

Comme par ailleurs, les roches à chloritoïde sont pratiquement dépourvues d'hématite et contiennent une chlorite (1) plus alumineuse que les chlorites (2) des autres roches (fig. 4), la réaction paragénétique pourrait être du type



toutes deux très fréquentes dans l'aire métamorphique de Givonne.

L'association (6) confinée à la zone externe s'observe dans les roches très alumineuses majoritairement localisées dans le sous-domaine

Pyrophyllite - chloritoïde - chlorite

du diagramme AFM (fig. 4), tandis que l'association (7), que l'on rencontre dans les zones interne et externe, caractérise les roches moins alumineuses confinées au sous-domaine

muscovite - chloritoïde - chlorite

Rappelons que dans la zone interne, la déstabilisation complète de la pyrophyllite conduit les roches alumineuses à l'association paragénétique très fréquente
chiastolite - chloritoïde - chlorite

IV. — LE CADRE STRUCTURAL

Dans l'aire anticlinale de Givonne, le diastrophisme hercynien se traduit par des plis, des failles et des schistosités.

1) Les plis.

On distingue dans la couverture dévonienne deux types de plis :

a) *Les plis longitudinaux* dirigés E-O sont déjetés ou déversés vers le Nord et s'ennoient vers l'Est. Ils peuvent être de dimensions kilométriques comme l'anticlinal de premier ordre de Givonne, à décamétriques comme les plis secondaires qui affectent les flancs des plis principaux.

b) *Les plis transversaux*, à grand rayon de courbure, sont généralement dirigés N 30° O.

2) Les failles.

Dans la région étudiée, deux accidents majeurs ont été mis en évidence.

Ech.	d en Å	I en %	d	I	d	I	d	I	d	I
ASTM- 1.0739 Albite	4,05	35	3,66	25	3,20	100	2,96	25		
349 b	4,08	60	3,72	75	3,19	100	2,98	90		
387	4,09	60	3,72	70	3,19	100	2,98	90		
348	4,08	60	3,72	75	3,19	100	2,97	90		
388	4,31	45	3,75	40	3,18	100	2,98	60	2,93	40
389	4,00	35	3,74	25	3,17	100	2,97	20	2,92	25
ASTM 19-457 Oligoclase	4,03	80	3,76	70	3,20 3,18	80	2,98	60	2,93	70

Tableau II. — Plagioclases de l'anticlinal de Givonne. Raies de DX.

Table II. — Plagioclases of Givonne anticline area. Diffraction lines.

a) *La faille des Amerois*, actuellement reconnue sur 14 km, jusqu'au Nord de Bouillon, apparaît comme un décrochement dextre qui a joué verticalement par affaissement de 200 m de la lèvre orientale et surtout tangentiellement par refoulement du bloc occidental de 1.200 à 1.600 m vers le Nord. Dirigée N 60° O entre Muno et la Vallée de la Semois, sa trace s'incurve ensuite pour prendre une orientation plus méridienne, N 30° E, dans tout le versant septentrional de la vallée. Le plan de faille, incliné de 45° vers le S-O au Nord de Muno, est subhorizontal (20 à 30° SO) dans le domaine des Amerois.

b) *La faille d'Herbeumont* est un accident longitudinal reconnu par Asselberghs (1921, 1927) qui l'interprète comme le chevauchement de l'aire anticlinale de Givonne sur le flanc sud déversé du synclinorium de Neufchâteau. L'importance de la faille est soulignée par la zone de brèche large de plusieurs centaines de mètres qui en jalonne la trace et par l'ampleur de l'hiatus marquant la discordance tectonique. C'est ainsi qu'à l'Ouest de Bouillon, la formation de Mohret (S1b) appartenant à l'unité chevauchante repose anormalement sur les calcaréophyllades du Siegenien moyen (S2) du synclinorium de Neufchâteau, le chevauchement

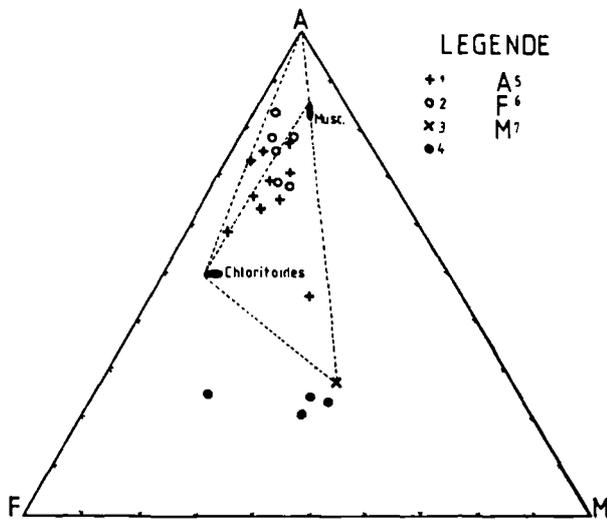


Fig. 4. — Les roches à chloritoïde de l'aire anticlinale de Givonne dans le diagramme AFM.

1. Roche à chloritoïde sans chialstolite. — 2. Roche à chloritoïde et chialstolite. — 3. Chlorite des roches à chloritoïde. — 4. Chlorite des roches sans chloritoïde. — 5. Composant moléculaire $Al_2O_3 - CaO - Na_2O$. — 6. Composant moléculaire $FeO + MnO + TiO_2$. — 7. Composant moléculaire MgO . (D'après les analyses de roches et de minéraux in Stenmans, 1978).

Fig. 4. — Chloritoid rocks of Givonne anticline area in the AFM-diagram.

1. Chloritoid rock without chialstolite. — 2. Chloritoid-chialstolite rock. — 3. Chlorite of chloritoid rock. — 4. Chlorite of rocks without chloritoid. — 5. Molecular component $Al_2O_3 - CaO - Na_2O$. — 6. Molecular component $FeO + MnO + TiO_2$. — 7. Molecular component MgO . (After analysis of rocks and minerals in Stenmans, 1978).

N° roche	N° analyse	Formule structurale	Coordonnées A, F, M		
323	R4	$(Fe_{1,58} Mg_{0,40} Mn_{0,04})(Al_{3,83} Si_{2,11} O_{10})(OH)_4$	A = 48,7	F = 41,1	M = 10,2
11	R15	$(Fe_{1,55} Mg_{0,38} Mn_{0,05})(Al_{3,89} Si_{2,09} O_{10})(OH)_4$	A = 49,6	F = 40,7	M = 9,7
86x	R2	$(Fe_{1,57} Mg_{0,38} Mn_{0,06})(Al_{3,86} Si_{2,09} O_{10})(OH)_4$	A = 49,0	F = 41,4	M = 9,6
6A	R7	$(Fe_{1,62} Mn_{0,29} Mn_{0,08})(Al_{3,86} Si_{2,10} O_{10})(OH)_4$	A = 49,2	F = 43,4	M = 7,4
319	R14	$(Fe_{1,53} Mg_{0,38} Mn_{0,07})(Al_{3,89} Si_{2,11} O_{10})(OH)_4$	A = 49,6	F = 40,7	M = 9,7
13	R1	$(Fe_{1,57} Mg_{0,38} Mn_{0,08})(Al_{4,00} Si_{1,98} O_{10})(OH)_4$	A = 49,6	F = 40,9	M = 9,5
37	R5	$(Fe_{1,55} Mg_{0,38} Mn_{0,10})(Al_{3,96} Si_{2,02} O_{10})(OH)_4$	A = 49,4	F = 41,1	M = 9,5

Tableau III. — Formule structurale des chloritoïdes de Givonne, d'après les analyses réalisées par Stenmans, 1978, p. 66.

Table III. — Structural formula of Givonne chloritoids.

ayant escamoté plus de 1.000 m de formations siegeniennes. Dans la vallée de la Semois, au méridien de Bouillon, la faille d'Herbeumont est nettement décalée par le décrochement des Amerois qui lui est donc postérieur.

3) Les schistosités.

On reconnaît au moins deux schistosités affectant l'ensemble des roches de l'anticlinal de Givonne et du synclinorium de Neufchâteau.

a) La schistosité ardoisière S_r , la plus apparente et la plus généralisée, est bien développée dans le socle cambrien où elle débite les phyllades et quartzo-phyllades en feuilletés réguliers suivant un clivage de flux régulièrement penté vers le Sud sous des angles de 30 à 50° et généralement orienté E-O. Au bord Nord du Massif Cambrien, la schistosité S_r présente dans les arénopélites du Gedinnien supérieur est plus fruste et s'apparente davantage à un clivage de fracture toujours penté vers le Sud (40 à 60°) et orienté E-O comme les plis longitudinaux à vergence Nord. Plus au Nord, dans la vallée de la Semois, la schistosité S_r que l'on observe dans les séries siegeniennes très pélitiques, est typiquement une schistosité de flux de même allure (d N 60 à 100° O i de 35 à 50° S).

b) La schistosité de crénulation S_c est nettement plus locale et dispersée. Elle se traduit par le développement d'une crénulation millimétrique responsable du gaufrage du plan de schistosité S_r par des micro-plis dont les plans axiaux, soulignés par des micro-fractures, sont très généralement orientés N 80° O i 55° S dans les roches cambriennes du socle (de Hédouville, 1981, p. 29). Une crénulation similaire affecte plus sporadiquement les roches de la couverture dévonienne où l'on relève pour le plan de schistosité S_c des allures subverticales au Nord de la faille d'Herbeumont.

Comme c'est le cas pour l'anticlinal de Rocroi, il est probable que l'origine de la crénulation soit liée à une phase tardive de soulèvement de l'aire anticlinale de Givonne.

V. — LA PLACE DU METAMORPHISME DANS LE DIASTROPHISME HERCYNIEU

Le domaine métamorphique occupe une aire de forme elliptique dont le petit axe atteint 3 km au méridien des Amerois et dont le grand axe, long d'une douzaine de kilomètres, d'abord orienté E-O entre Muno et la frontière franco-belge, s'incurve ensuite vers l'Ouest où il prend la direction N 120° O. La zone interne, qui se superpose pratiquement à l'aire axiale de l'anticlinal de Givonne, adopte la même forme avec un grand axe de 6 km et un petit axe qui n'excède pas 2 km. Les isogrades du métamorphisme sont nettement décalées par la faille des Amerois (fig. 1) et l'extension beaucoup plus réduite de la zone interne

dans le bloc oriental est conforme au jeu vertical de la faille qui apparaît clairement postérieure au métamorphisme.

Par ailleurs, l'incurvation de l'axe métamorphique résulte d'un pli transversal tardif qui a modifié, de la même façon, l'allure de la schistosité S_r (de Hédouville, 1981, p. 46). L'examen microscopique des roches métamorphiques permet encore d'établir l'ordre chronologique des événements ayant conduit à la néogenèse des porphyroblastes et au développement des schistosités S_r et S_c . Les paragenèses à chialolite, ilménite et margarite sont antérieures à la schistosité S_r et il est très probable que la séricitisation de la chialolite traduise les effets des contraintes de tension auxquelles les roches ont été soumises au cours de la structuration de la schistosité ardoisière.

Les paragenèses à chloritoïde apparaissent tantôt antérieures au clivage S_r (réfraction de S_r avec formation de halos de décollement), tantôt postérieures (porphyroblastes enrobant les alignements de phyllites parallèles à S_r) mais, dans tous les cas, elles sont antérieures à la crénulation S_c qui déforme les cristaux néoformés. En outre, dans les roches de la zone interne à chloritoïde et chialolite, la structure poeciloblastique de la chialolite à inclusions de chloritoïde, souligne l'antériorité de ce dernier par rapport à la néogenèse du silicate d'alumine (Stenmans, 1978, p. 22).

La structure massive des "cornéites" à biotite et clinozoïsite se prête mal à l'étude des relations des porphyroblastes avec les schistosités fortement oblitérées par la recristallisation mais certaines observations (Beugnies, 1976, p. 506) indiquent cependant que le métamorphisme à biotite est probablement postérieur à S_r .

Vu dans son ensemble, le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne a débuté avant et s'est achevé après la schistosité ardoisière S_r mais avant la crénulation S_c . Comme la schistosité S_r est pénécontemporaine du plissement principal à vergence Nord, on peut conclure que le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne est synschisteux et syntectonique.

VI. — ANALYSE COMPAREE DES METAMORPHISMES DES AIRES ANTICLINALES DE ROCROI ET DE GIVONNE

Les aires métamorphiques de Rocroi et de Givonne montrent de nombreuses analogies parmi lesquelles on peut citer :

— leurs formes elliptiques allongées parallèlement à l'axe de l'anticlinal concerné ;

— leur mécanisme générateur lié à l'orogénèse varisque ;

— leur faciès "schistes verts" souligné par les mêmes porphyroblastes de chloritoïde, de pyrophyllite.

de chiastolite, de biotite, de clinozoïsite, de plagioclase et d'ilménite ;

— des réactions paragenétiques identiques permettant d'y distinguer une zone interne marquée par la déstabilisation complète de la pyrophyllite, la décarbonatation de la calcite et l'anorthitisation de l'albite.

Les différences enregistrées relèvent de conditions plus spécifiquement régionales se rapportant soit au chimisme des roches, soit au cadre spatio-temporel.

Les pélites et arénopélites sont plus alumineuses et moins ferrifères dans l'anticlinal de Givonne (fig. 5) avec comme conséquences dans l'aire métamorphique :

- un plus large développement de la chiastolite ;
- la néogenèse d'un chloritoïde ferromagnésien ;
- l'absence pratiquement totale des faciès rouges et violacés de la formation d'Oignies interdisant la néogenèse de magnétite ;
- le développement réduit des paragenèses à ilménite.

Les séries de l'anticlinal de Givonne se singularisent encore par la rareté des niveaux albitiques entraînant pour plusieurs calcopélites de la zone interne l'absence d'un plagioclase de néogenèse au profit de minéraux comme la margarite ou la clinozoïsite.

Enfin, dans l'évolution du diastrophisme hercynien de l'Ardenne, le métamorphisme de Givonne apparaît synschisteux alors qu'il est essentiellement antéschisteux dans l'aire anticlinale de Rocroi, différence qu'on peut aisément expliquer si l'on tient compte de la polarité Sud-Nord de l'onde tectonique asturienne qui a atteint plus précocement la région plus méridionale de Givonne.

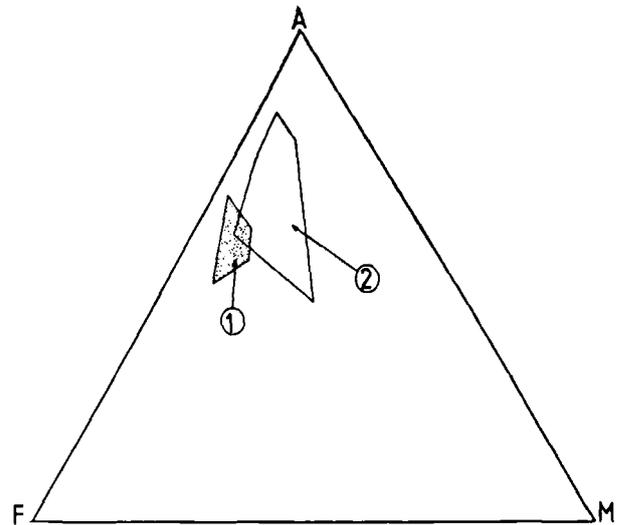


Fig. 5. — Les roches à chloritoïde de Rocroi et de Givonne dans le diagramme AFM.

1. Les roches à chloritoïde de l'aire anticlinale de Rocroi.
 2. Les roches à chloritoïde de l'aire anticlinale de Givonne.
- A, F, M : cf. fig. 4.

(En partie d'après les analyses publiées par Stenmans, 1978).

Fig. 5. — Chloritoid rocks of Rocroi and Givonne in the AFM-diagram.

1. Field of chloritoid rocks in the Rocroi anticline area.
 2. Field of chloritoid rocks in the Givonne anticline area.
- A, F, M : cf. fig. 4.

(Partly after analysis published by Stenmans, 1978).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ASSELBERGHS E. (1921). — Observations sur les couches éodévonniennes de l'Anticlinal de Givonne. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 31, p. 98-120.
- 2) ASSELBERGHS E. (1927). — Le synclinal de l'Eifel et l'anticlinal de Givonne dans l'Ardenne française et belge à l'Ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mem. Inst. géol. Un. Lv.*, IV, 1927, p. 1-100.
- 3) BEUGNIES A. (1976). — Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-cléf du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belg.*, 6^e livraison, p. 481-509.
- 4) BEUGNIES A. (1986). — Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Rev. Hercynica*, Univ. Rennes II, 1 p. 17-33.
- 5) de HEDOUVILLE P. (1981). — Etude microtectonique du Massif de Givonne (Ardenne). D.E.A. Géologie dynamique, Univ. Lille, UER des Sciences de la Terre.
- 6) STENMANS Vinciane (1978). — Le métamorphisme de Muno. Mémoire de Licence, Univ. Cath. Louvain-la-Neuve.
- 7) VANGUESTAINE M. (1973). — Etude palynologique du Cambro-Ordovicien de Belgique et de l'Ardenne française. Thèse de Doctorat, Université de Liège.
- 8) VANGUESTAINE M. (1974). — Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Rev. Paleobotany and Palynology*, 18, p. 63-82.

Contribution à l'étude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen du Boulonnais, France)

Contribution to the sedimentological study of Lunel Limestone (Visean of Boulonnais, France)

par Laurent CHOUTEAU (*), Hervé CHAMLEY (*) et José LEPLAT (**)

Résumé. — L'étude litho-sédimentologique de terrain et de laboratoire du Calcaire Lunel (Viséen V3a α) est effectuée pour quatre carrières du Boulonnais. Neuf microfaciès sont identifiés et caractérisent des milieux peu profonds de lagune littorale et de barrière littorale au sein d'une plate-forme carbonatée. Des séquences sédimentaires répétées traduisent l'instabilité du milieu soumis à des approfondissements et comblements successifs. L'organisation des séquences du cours du temps permet de différencier les séries autochtones et allochtones en termes de subsidence et de paléoprofondeur. Les associations argileuses dispersées dans les calcaires carbonifères reflètent à la fois la diagenèse d'enfouissement et le témoignage déformé du contexte climatique et tectonique.

Abstract. — *A multi-scale lithological and sedimentological study has been carried out on the Lunel Limestone, which belongs to the Carboniferous (Visean V3a α) of Boulonnais, in the North of France. It allowed the identification of nine major microfacies characteristic of lagoonal and coastal environments, to propose a standard sequence typical of a progressive exondation, to compare the sequential successions in both autochthonous and allochthonous tectonic units, to distinguish the paleoenvironmental and diagenetic influences expressed by the clay assemblages and to precise the paleogeographic conditions of sedimentation.*

I. — INTRODUCTION

Le calcaire Lunel constitue une formation viséenne (V3a α) dans le Carbonifère du petit massif paléozoïque de Ferques (28 km²) situé à 20 km au NE de Boulogne-sur-Mer (*in Colbeaux et al.*, 1985).

Cette formation est représentée par 55 à 75 m de dépôts carbonatés dont la rythmicité est connue depuis longtemps. A la carrière de la Vallée Heureuse (fig. 1), Hoyez (1971) a montré qu'elle se composait de 17 séquences; la séquence standard comporte une masse de calcaires bioclastiques et oolithiques en gros bancs massifs (1,5 à 3 m), surmontée par un niveau moins épais (0,2 à 1 m) de calcaires algaires foncés. Chaque séquence est séparée de la suivante par une disconti-

nuité de sédimentation, sous forme d'un ravinement des calcaires algaires par les calcaires bioclastiques surincombants.

Le but de la présente étude est de mieux connaître le milieu de dépôt, le contexte paléogéographique et l'évolution diagenétique du Calcaire Lunel. A cet effet, des coupes ont été levées banc à banc (450 échantillons) dans quatre carrières de la Société des Carrières du Boulonnais. Ces carrières exploitent les calcaires viséens dans deux unités structurales :

— l'unité du Haut-Banc, réputée allochtone, où sont implantées les carrières des Moines et Napoléon ;

— l'unité de Ferques, considérée comme autochtone, où l'extraction se fait aux carrières de Bois-Sergent et Leulinghen.

(*) Dynamique sédimentaire et structurale, UA 719 CNRS. Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) BRGM. Service Géologique Régional Nord - Pas-de-Calais, Fort de Lezennes, 59260 Hellemmes-Lille.

Note présentée le 7 Janvier 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 3 Mai 1988.

Un log lithologique de la formation a été établi dans ces deux unités (Chouteau, 1986). L'analyse sédimentologique effectuée a consisté principalement en la détermination des microfaciès calcaires, l'analyse séquentielle et l'étude des fractions argileuses par diffractation des rayons X.

II. — ETUDE MICROFACIOLOGIQUE

L'observation microscopique de 134 plaques minces conduit à distinguer neuf microfaciès principaux. Pour chaque microfaciès sont indiquées :

- sa désignation suivant la nomenclature de Folk (1962), et sa texture suivant la nomenclature de Dunham (1962) ;
- sa description, les bioclastes étant cités par ordre d'abondance décroissante ; la désignation des allochèmes se réfère aux types retenus par Purser (1980) ;
- d'éventuelles remarques ;
- l'interprétation proposée en termes de paléo-environnement.

Notons que la détermination de la texture et de la nature originelle du ciment est souvent compliquée par l'intense recristallisation diagénétique ayant affecté ces calcaires : porosité quasiment nulle du fait de la précipitation de calcite, recristallisation de la micrite en microsparite et sparite, développement de calcite poecilitique.

1) Microfaciès 1 à 3.

a) *MF 1 : Intrasparite (Grainstone) à intraclastes variés et nombreux bioclastes.*

Les intraclastes, d'origine algale, sont de taille variable (0,5 à 5 mm) et très souvent roulés. Les bioclastes sont abondants, non triés, brisés et usés : lamellibranches et brachiopodes, entroques et radioles, foraminifères, calcisphères, débris de polypiers et dasycladacées.

b) *MF 2 : Biomicrite (Packstone) à bioclastes usés et débris algaires.*

Certains bioclastes sont de grande taille, brisés, usés, micritisés sur leur bordure (microperforations algaires) : lamellibranches, brachiopodes, foraminifères imperforés, entroques et radioles, calcisphères, polypiers et dasycladacées. S'y ajoutent de nombreux petits bioclastes non identifiés, d'abondants débris algaires de forme diffuse et quelques intraclastes.

c) *MF 3 : Biomicrite (Packstone) à bioclastes brisés, non usés et sans débris algaires.*

On retrouve les mêmes bioclastes que dans le microfaciès précédent. Ils ne sont pas usés mais souvent encroûtés par des algues, et parfois triés.

d) *Signification :* Ces trois microfaciès présentent un ensemble de caractères suggérant un milieu de sédimentation infratidal de plate-forme interne (foramini-

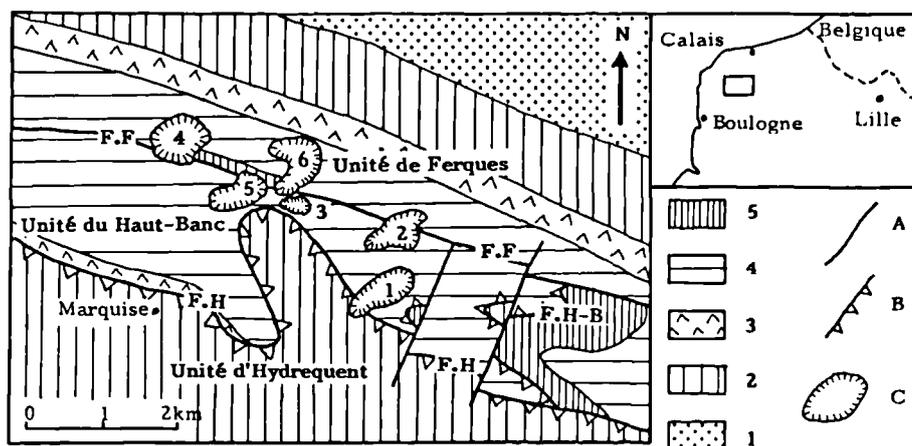


Fig. 1. — Schéma structural du massif paléozoïque de Ferques (d'après la carte géologique de Marquise à 1/50.000). F.F. : faille de Ferques. — F.H.-B. : faille du Haut-Banc. — F.H. : faille d'Hydrequent. Situation des carrières : 1, Basse-Normandie. — 2, Vallée Heureuse. — 3, Napoléon. — 4, Leulinghen. — 5, Moines. 6, Bois-Sergent.

Fig. 1. — Structural sketch of the Paleozoic massif of Ferques (after the geological map of Marquise, 1/50 000). F.F. : Ferques Fault. — F.H.-B. : Haut-Banc Fault. — F.H. : Hydrequent Fault. Location of quarries : 1, Basse-Normandie. — 2, Vallée Heureuse. — 3, Napoléon. — 4, Leulinghen. — 5, Moines. 6, Bois-Sergent.

fères imperforés, dasycladacées, liant micritique, bioturbation responsable de l'homogénéisation du sédiment). On note cependant une influence de milieu ouvert, de type récifal (variété et taille des organismes, présence de brachiopodes et débris de polypiers). Cela suggère l'existence de communications et de courants entre les parties externe et interne de la plate-forme, responsables notamment de l'usure des bioclastes. L'énergie du milieu de dépôt paraît successivement forte (MF 1), moyenne (MF 2) puis faible (MF 3).

2) Microfaciès 4 et 5.

a) *MF 4* : *Biopelmicrite, pelmicrite, micrite à pellets (Packstone)*.

Les bioclastes sont bien triés, de petite taille : foraminifères imperforés, calcisphères, ostracodes, petits débris de lamellibranches et brachiopodes, dasycladacées. Les pellets sont très abondants. On observe parfois une ébauche de lamination plane déterminée par une succession de niveaux plus riches en bioclastes ou en pellets. Des niveaux à oncolites et des bancs coquilliers sont localement bien développés.

b) *MF 5* : *Oosparite (Grainstone) à petites oolites et pellets*.

Les oolites sont bien calibrées, de petite taille (0,1 à 0,4 mm) ; il s'agit d'oolites de type α et de bahamites (Purser, 1980). Les pellets sont très abondants, les bioclastes rares et de petite taille : calcisphères, foraminifères et ostracodes. Une lamination plane, régulière, de niveaux oosparitiques et oopelmicrosparitiques, se distingue très fréquemment.

c) *Signification* : Ces deux faciès correspondent à un milieu infratidal de plate-forme interne (foraminifères imperforés, ostracodes benthiques, bioturbation, micrite), peu profond (abondance des pellets et développement d'oncolites). L'énergie du milieu de dépôt est faible pour MF 4 (bioclastes de petite taille, abondance des pellets, micrite), faible à moyenne pour MF 5 (granoclassement des allochems, sparite, présence d'oolites et de pellets, laminations planes).

3) Microfaciès 6.

a) *MF 6* : *Oosparite (Grainstone) à grandes oolites, intraclastes et bioclastes*.

Les oolites, de type α ou en sphérolites (Purser, 1980), sont de grande taille (0,5 à 1 mm). On observe de nombreux intraclastes micritiques ovoïdes de 0,5 à 2-3 mm de diamètre, et des agrégats. Les bioclastes sont usés, roulés, à bordure micritique : brachiopodes et lamellibranches, foraminifères imperforés, calcisphères, ostracodes, dasycladacées, entroques. Ces niveaux présentent souvent une stratification entrecroisée.

Associées à ces oosparites se trouvent des *biosparites (Grainstone)*, à bioclastes de grande taille, usés, micritisés sur leur bordure : foraminifères, fragments de

brachiopodes (*Mitcheldania*), calcisphères, dasycladacées. On y note la présence d'intraclastes micritiques de 0,5 à 2 mm de diamètre et de pellets.

b) *Signification* : Les oosparites et biosparites associées évoquent un milieu infratidal de plate-forme interne (foraminifères imperforés, ostracodes, dasycladacées) et de forte énergie (oolites de grande taille, sparite, bioclastes usés).

4) Microfaciès 7.

a) *MF 7* : *Calcaires algaires (Boundstone)*.

Ce sont des calcaires construits par des organismes algaires, parfois buissonnants, de types variés. La structure de ces organismes consiste en une trame tissulaire à peltoïdes remplie de microsparite. On y trouve fréquemment des "birds-eyes" ou fenestrae, ainsi que des plages d'intrapelsparite, de biomicrite et micrite à ostracodes, de grands lamellibranches et serpulidés. L'identification des organismes algaires n'a pas été effectuée dans le cadre du présent travail. Une étude de ces faciès a été réalisée par Derville (1931) qui distingue plusieurs espèces : *Polymorphocodium lapparenti*, *pruvosti* et *laminare*, *Mitcheldania zonata* et *capnostyloides*. On trouvera dans Mamet (1973) des photographies de microstructures de diverses algues rencontrées dans ces calcaires, qui sont exploités comme "marbre" sous l'appellation de "calcaires fleuris".

b) *Signification* : Les calcaires algaires correspondent à des tapis algaires de plate-forme interne, de milieu intertidal inférieur (dessiccation modérée attestée par les structures fenestrées, bioturbation importante).

5) Microfaciès 8.

a) *MF 8* : *Laminites stromatolitiques*.

Il s'agit de lamines de 0,5 à 2 mm d'épaisseur, planes à faiblement onduleuses et de diverse nature : micrite à rares ostracodes, intrapelsparite à ostracodes, pelmicrite et fins niveaux organogénétiques riches en matière organique (0,01 à 0,05 mm). "Birds-eyes" et fentes de dessiccation sont bien développés. Les bioclastes sont rares et peu diversifiés : ostracodes, rares calcisphères et foraminifères imperforés.

b) *Signification* : L'origine stromatolitique des laminites est attestée par la présence de fins niveaux organogénétiques et de lamines algaires de type *Spongiostroma*. De plus, les macrofaciès stromatolitiques de type *Collenia*, lorsqu'ils existent, sont systématiquement associés à ces microfaciès. Les intraclastes très abondants, à structure micritique homogène, proviennent de la fragmentation par dessiccation du tapis algair : certaines lames minces montrent en effet des intraclastes en formation, encore reliés au niveau algair sous-jacent. A ces lamines d'origine algair s'ajoutent quelques lamines d'oomicrite et de biomicrite granoclassées qui suggèrent des dépôts occasionnels de tempête (Préat et Boulvain, 1986).

Les stromatolites du faciès MF 8 sont des formes caractéristiques de milieu intertidal supérieur (absence de bioturbation, nombreuses figures de dessiccation) à supratidal, dont l'énergie est faible.

6) Faciès 9.

a) MF 9 : Micrite (Mudstone).

Au sein d'une boue micritique homogène, on observe de rares plages sparitiques ("birds-eyes"), des fentes de dessiccation, des traces de radicules et de très rares bioclastes (ostracodes).

b) *Signification* : Ce faciès correspond à un milieu intertidal à supra tidal (fentes de dessiccation, bioclastes presque absents) d'énergie nulle.

III. — LA SEQUENCE STANDARD DU CALCAIRE LUNEL. CONDITIONS DE GENESE ET MILIEU DE DEPOT

Tous les microfaciès décrits correspondent à des dépôts de type lagunaire au sein d'une plate-forme carbonatée ainsi que l'attestent :

- l'abondance des foraminifères imperforés, des ostracodes benthiques et des dasycladacées,
- l'abondance des niveaux stromatolitiques,
- la richesse en pellets dans de nombreux faciès.

Par ailleurs, cette lagune était probablement bien protégée des influences continentales, comme le suggèrent la pureté des calcaires (pourcentage de CO_3Ca supérieur à 95 %, sur 292 échantillons analysés) et l'absence de niveaux clastiques silicatés. En replaçant les neuf microfaciès définis ci-dessus au sein de la séquence standard établie par Hoyez (1971) pour les calcaires viséens, on obtient la séquence de microfaciès représentée sur la fig. 2.

a) La phase inférieure.

Elle correspond aux microfaciès MF 1 à MF 6 et désigne des milieux infratidaux d'énergie globalement décroissante de la base (MF 1, intrasparite) vers le sommet (MF 4, biopelmicrite et pelmicrite). Les influences du milieu ouvert et de la barrière récifale (présence de polypiers et brachiopodes dans MF 1 et MF 2) s'atténuent progressivement vers le haut. Elles ne réapparaissent qu'avec les faciès oolitiques (MF 5 et MF 6) à litage plan ou entrecroisé présents dans un nombre restreint de séquences.

b) La phase supérieure.

Elle correspond aux microfaciès MF 7 à MF 9 et désigne des milieux inter- à supratidaux de faible énergie à tapis algaires (MF 7), stromatolites (MF 8) et rares boues micritiques (MF 9). La faune réduite ne comprend que de rares ostracodes benthiques et des

lamellibranches fouisseurs. Les périodes d'exondation se traduisent par l'existence de structures fenestrées et de fentes de dessiccation. L'accumulation sédimentaire est en général beaucoup plus faible que durant le dépôt correspondant à la phase inférieure.

Les diverses séquences du Calcaire Lunel correspondent chacune à une profondeur et une énergie décroissantes du milieu de dépôt et indiquent le passage répété d'un milieu infratidal à un milieu intertidal. Il s'agit vraisemblablement de séquences de lagune (Elf-Aquitaine, 1977), de "Shallowing upward sequences" (James, 1984).

Dans un tel contexte lagunaire, les influences du milieu marin ouvert et de la barrière récifale (MF 1, MF 2 et MF 6), ainsi que de zones à forte énergie (MF 6), pourraient s'expliquer par l'existence de chenaux de marée franchissant la barrière, comparables à ceux observés actuellement sur le littoral d'Abu Dhabi (Purser, 1983). Dans les chenaux de marée et les deltas oolitiques d'Abu Dhabi se déposent des sables vaseux bioclastiques et des sables oolitiques à stratification entrecroisée qui rappellent les intrasparites (MF 1), biomicrites (MF 2), oosparites et biosparites (MF 6) présentes dans le Viséen du Boulonnais.

La répétition de ces séquences de lagune reflète probablement la subsidence qui affecte au Dinantien l'ensemble Ardennais et son prolongement du Boulonnais (in Debelmas, 1974). A une période d'équilibre, avec comblement sédimentaire de la lagune et genèse d'une séquence, succède un approfondissement de la lagune par subsidence, qui entraîne un remaniement des dépôts sous-jacents et une reprise de la sédimentation. Une nouvelle séquence débute alors, qui ravine la précédente.

IV. — ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS

Une analyse séquentielle de la formation du Calcaire Lunel a été réalisée aux Carrières des Moines et Napoléon dans l'unité allochtone du Haut-Banc (fig. 3, B). Les résultats, comparés à ceux obtenus par Hoyez (1970) dans les carrières de la Vallée-Heureuse et de Basse-Normandie (fig. 3, A), montrent la continuité latérale des faciès et séquences. Le Calcaire Lunel, dont la puissance est de 55 m dans l'unité du Haut-Banc, se compose de 17 séquences numérotées de 2 à 17 ; une séquence 9' s'intercale entre la séquence 9 et la séquence 10. Cette numérotation reprend celle établie par Hoyez (1970). Toutefois, dans la présente analyse, les séquences 1 et 1' sont attribuées à la formation de la Dolomie à *Lithostrotion martini* sous-jacente, en raison de la présence de niveaux dolomitiques, de cherts et du fossile *Lithostrotion martini* lui-même.

Une étude comparable à celle de la série allochtone a été effectuée pour l'unité autochtone de Ferques, dans les carrières de Bois-Sergent et de Leulinghen

(fig. 3, C et D). Le Calcaire Lunel y est plus épais (75 m d'épaisseur) et présente davantage de séquences que dans l'allochtone. 22 séquences ont été distinguées, numérotées de II à XXII, la séquence X étant subdivisée en deux séquences Xa et Xb. Le numéro II a été attribué à la première séquence du Lunel dans le but de faciliter, au moins pour la partie inférieure de la formation, la comparaison avec l'allochtone.

Certains niveaux ou séquences-repères, identifiés sur la fig. 3 (colonne de gauche), se retrouvent dans toutes les coupes étudiées et permettent d'établir des corrélations au sein du Calcaire Lunel entre les domai-

nes autochtone et allochtone. On constate que les ressemblances sont plus affirmées, et par conséquent les corrélations plus aisées à établir, à la base et au sommet de la formation. Trois ensembles, notés I à III (fig. 3), sont individualisés dans la formation du Calcaire Lunel, selon les caractères indiqués dans le tableau 1.

Ce sont :

a) Ensemble 1 : séquences II à Xa et 2 à 9.

Depuis les derniers niveaux dolomitiques (séquences II et 2) jusqu'aux petits bancs de micrite à ostracodes (séquences Xa et 9), on peut établir une bonne

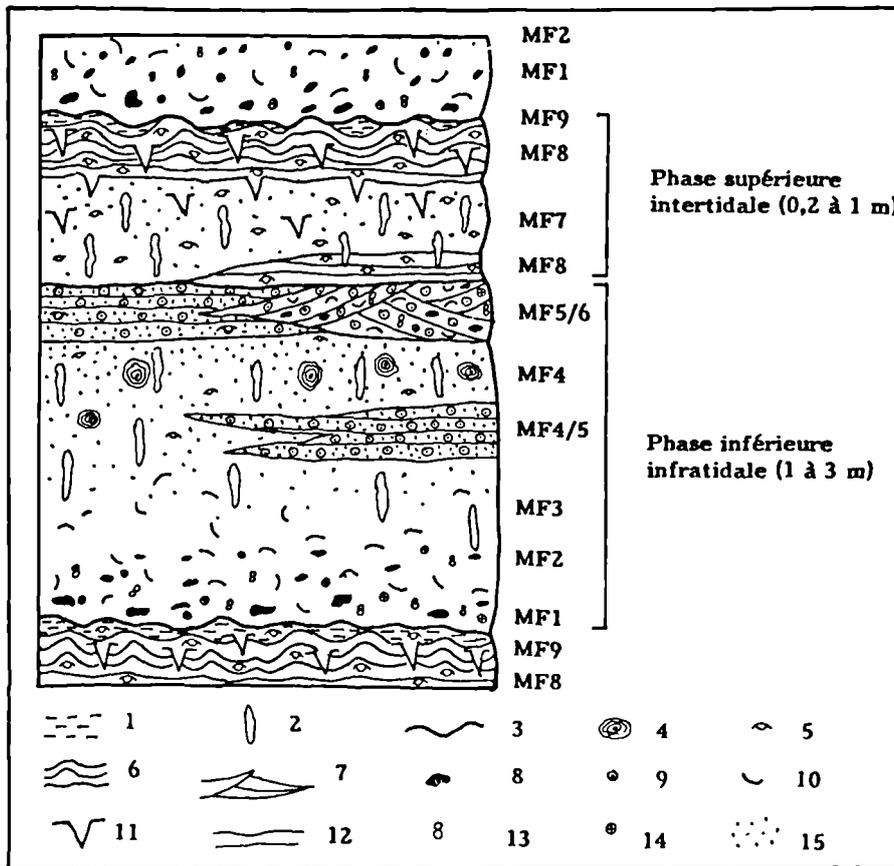


Fig. 2. — Séquence standard dans la formation du Calcaire Lunel. Les phases inférieures et supérieures ont été définies par Hoyez (1971). MF 1 à MF 9 : microfaciès définis dans le § II.

1. micrite. — 2, bioturbation. — 3, contact ravinant. — 4, oncolites. — 5, ostracodes. — 6, stromatolites. — 7, litages entrecroisés. — 8, intraclastes. — 9, oolites. — 10, débris de lamellibranche et brachiopode. — 11, fentes de dessiccation. — 12, laminations planes. — 13, agrégats. — 14, débris de polypier. — 15, pellets.

Fig. 2. — Reference sequence in Lunel limestone formation. Upper and lower phases after Hoyez (1971). MF 1 to MF 9 : microfaciès (see § II).

1. micrite. — 2, bioturbation. — 3, gully. — 4, oncolites. — 5, ostracods. — 6, stromatolites. — 7, cross-bedding. — 8, intraclasts. — 9, oolites. — 10, Pelecypod and Brachiopod debris. — 11, mud cracks. — 12, flat bedding. — 13, aggregates. — 14, Polyp debris — 15, pellets.

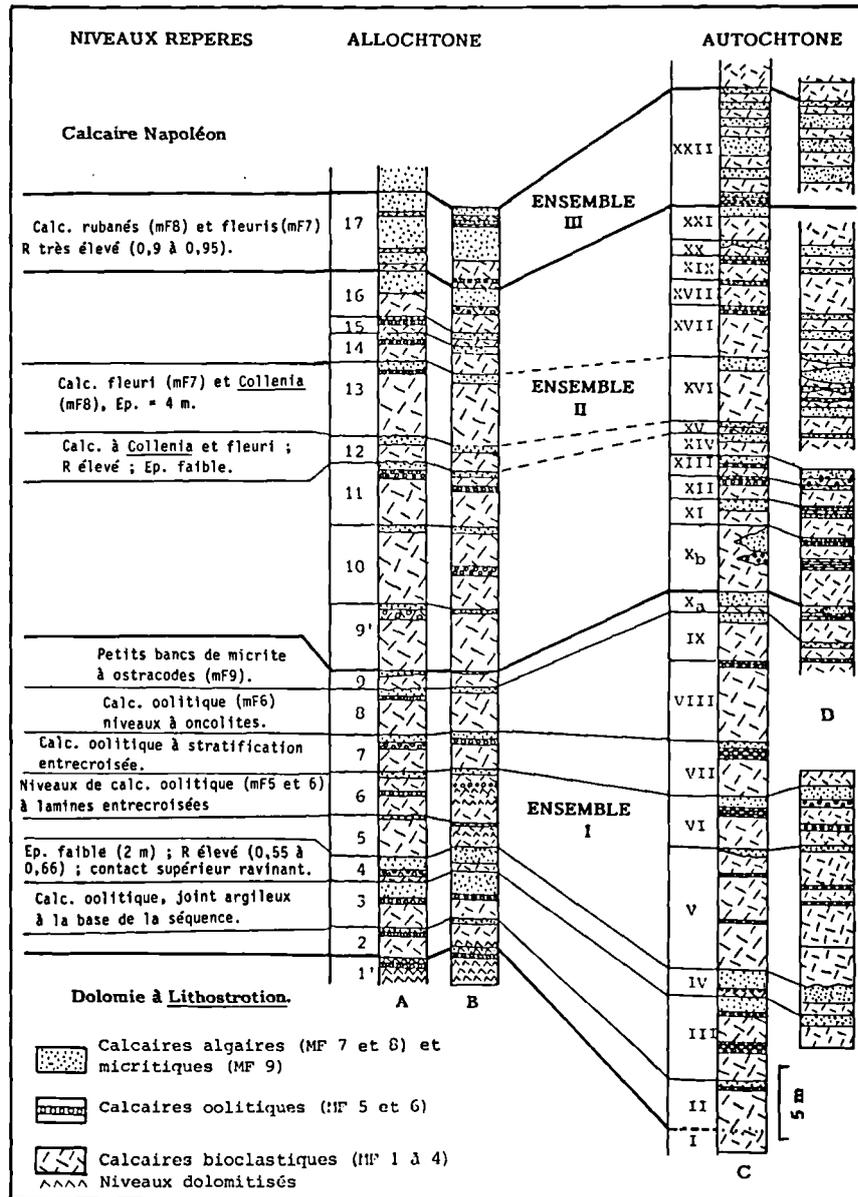


Fig. 3. — Coupes lithologiques et corrélations séquentielles dans la formation du Calcaire Lunel. Les corrélations sont indiquées en traits forts pour les limites des ensembles I, II et III; traits fins continus pour les limites affirmées; traits fins pointillés pour les limites supposées.

A : coupe à la carrière de la Vallée Heureuse (d'après Hoyez, 1970). — B : coupe aux carrières des Moines et Napoléon (unité du Haut-Banc). — C : coupe de la carrière de Leulinghen (unité de Ferques). — D : coupes à la carrière de Bois-Sergent (unité de Ferques). (B, C et D : d'après Chouteau, 1986).

Fig. 3. — Lithologic sections and sequence correlations in the Lunel limestone formation. A : Vallée Heureuse section (after Hoyez, 1970). — B : Moines and Napoléon sections (Haut-Banc unit). — C : Leulinghen section (Ferques unit). — D : Bois-Sergent sections (Ferques unit). (B, C and D, after Chouteau, 1986).

corrélation de séquence à séquence entre l'autochtone et l'allochtone. L'épaisseur plus importante des séquences autochtones résulte d'une augmentation conjointe des phases supérieure et inférieure (R identique), et indique une subsidence plus importante dans l'autochtone.

b) *Ensemble II : séquences Xb à XXI et 9' à 16.*

Des différences marquées entre les deux séries interdisent toute corrélation sûre. En effet, l'autochtone se différencie de l'allochtone par :

— un développement des faciès intertidaux (R plus élevé) ;

— une multiplication des séquences et leur moindre épaisseur ;

— une variabilité des dépôts, attestée par la multiplication des séquences et un plus grand développement des laminites stromatolitiques à la Carrière de Bois-Sergent (coupe D, en fig. 3).

L'unité autochtone pourrait représenter durant cette période une zone moins profonde, plus littorale dans la paléogéographie viséenne, ainsi que le suggère le plus grand développement des faciès algaires intertidaux. Dans de telles conditions, des variations bathymétriques de faible amplitude, liées à la subsidence, peuvent entraîner le passage d'un milieu intertidal (à dépôts algaires) à un milieu infratidal (à dépôts bioclastiques), et donc l'apparition d'une nouvelle séquence. Les différences observées s'expliqueraient par la position plus littorale de l'autochtone, de faibles variations bathymétriques y induisant de nettes différences lithologiques.

c) *Ensemble III : séquences XXII et 17.*

La séquence qui coiffe la formation du Calcaire Lunel dans les deux domaines se distingue des autres séquences par le développement, sur une grande épaisseur (6 à 8 m), des faciès intertidaux, calcaires rubanés (MF 7) et calcaires algaires (MF 8). Il en résulte un rapport de phase très élevé, de 0,90-0,95. La présence de faciès bien typés permet des corrélations banc à banc entre les différentes carrières, et traduit une sédimentation uniforme durant cette période. Les faciès intertidaux, homogènes dans les deux domaines, se seraient déposés sur une vaste zone d'estran de marées ("tidal flat").

En résumé, l'analyse séquentielle comparée du Calcaire Lunel, dans les deux unités allochtone et autochtone du massif de Ferques, suggère leur appartenance à une même plate-forme carbonatée. Au cours du V3a α , se produit un changement dans les conditions de sédimentation ; à partir des séquences Xa et 9, l'autochtone occupe une position plus littorale et moins subsidente qu'auparavant. A la fin du V3a α , s'installe progressivement une vaste zone d'estran. Cette coupure dans la sédimentation pourrait traduire un mouvement de soulèvement épeirogénique différentiel de la plate-forme. Au V3a β , des mouvements épeirogéniques, apparaissant comme un écho lointain de la phase sudète de l'orogénèse hercynienne, affectent l'ensemble Ardennois et le Boulonnais (*in* Debelmas, 1974). Ils se concrétisent par la formation des niveaux bréchiques de la "Grande brèche" dans les Ardennes et du "Napoléon grand mélange" dans le Boulonnais (Hoyez, 1971), ainsi que par l'apparition d'une lacune de sédi-

	Epaisseur totale	Nombre de séquences	Epaisseur moyenne des séquences	R=Epais.phase sup. / Epais.phase inf.
<u>Ensemble I</u>				
Autochtone/	39m/	9/	4,30m/	0,26/
Allochtone	21m	8	2,60m	0,26
<u>Ensemble II</u>				
Autochtone/	28,60m/	12/	2,40m/	0,3/
Allochtone	28,50m	8	3,40m	0,2
<u>Ensemble III</u>				
Autochtone/	8,70m/	1/	/	0,90/
Allochtone	6,10m	1		0,95

Tableau I.

Table I.

mentation du V3a β et du sommet du V3a α à l'Est du synclinorium de Namur (Pirlet, 1968). Il est donc raisonnable d'envisager que cette instabilité s'amorce dès le V3a α dans le Boulonnais, et entraîne des déformations modérées de l'aire de sédimentation du Calcaire Lunel, se traduisant par un changement des conditions de sédimentation et du rythme des dépôts.

V. — MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE ET SIGNIFICATION

1) Méthode d'étude et résultats.

65 échantillons ont été analysés, 39 pour l'autochtone et 26 pour l'allochtone. Les fractions argileuses (particules de taille inférieure à 2 μ m) sont extraites après décarbonatation à HCL N/5 puis analysées par diffraction des rayons X sur pâtes ou agrégats orientés à l'état naturel, après saturation à l'éthylène-glycol, puis après chauffage à 490°C pendant 2 h. (cf. Holtzapffel 1985).

6 familles argileuses ont été reconnues (fig. 4). Elles comprennent, par ordre d'abondance relative décroissant :

- la kaolinite, toujours bien cristallisée ;
- l'illite, de cristallinité variable ;
- les interstratifiés illite - smectite réguliers à sub-réguliers, notés 10-14s (Lucas, 1962) ;
- les interstratifiés illite - vermiculite irréguliers, notés 10-14v ;
- les interstratifiés irréguliers à 14 Å, notés 14-14 et de type intermédiaire entre chlorite, vermiculite et smectite ;
- la smectite.

Les trois premières espèces minérales représentent plus de 90 % de la fraction argileuse ainsi que le montre le tableau II.

Minéraux argileux	Unité autochtone	Unité allochtone
Kaolinite	31%	42%
Illite	37%	30%
10-14 s	30%	20%
Autres minéraux	2%	8%

Tableau II.
Table II.

Les variations d'abondance relative sont fortes et fréquentes (fig. 4), et se traduisent principalement par une opposition de la kaolinite par rapport à l'illite et aux interstratifiés 10-14s.

2) Effets de la diagenèse d'enfouissement.

L'absence de correspondance entre la minéralogie des argiles et la lithologie (calcaires bioclastiques grossiers à micrites fines) indique l'absence probable de diagenèse de pore dans la série étudiée. En revanche, la présence de 20 à 30 % d'interstratifiés sub-réguliers à réguliers illite-smectite traduit certainement l'existence d'une diagenèse d'enfouissement. En effet de tels interstratifiés représentent un stade intermédiaire dans la transformation diagénétique de la smectite en illite au cours d'un enfouissement croissant (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch 1983). La présence de traces de smectite dans la série laisse présager que ces 10-14s proviendraient effectivement de la transformation de smectites détritiques, et pas seulement d'une régularisation d'interstratifiés irréguliers 10-14s.

Toutefois, les effets diagénétiques dus à l'enfouissement apparaissent modérés comme en témoignent :

- la variabilité et la cristallinité de l'illite ;
- l'abondance de la kaolinite ;
- la diversité du cortège argileux ;
- les importantes variations d'abondance relative observées sur une épaisseur sédimentaire modérée (env. 60 m).

Les effets de la diagenèse semblent plus marqués dans l'unité autochtone de Ferques, où les interstratifiés 10-14s sont plus réguliers (surstructures à 24-26 Å bien développées), la kaolinite moins abondante et le cortège argileux moins diversifié (fig. 4). Cette différence pourrait résulter d'une surcharge lithostatique plus importante dans l'autochtone, dont la cause pourrait résider :

- dans un enfouissement sédimentaire lié à la subsidence plus active dans l'autochtone (cf. IV) ;
- et/ou dans un enfouissement tectonique à la suite de la mise en place des différentes unités structurales du massif paléozoïque. L'épaisseur trop restreinte de la série étudiée ne permet pas d'apprécier l'importance relative de ces deux facteurs.

3) Informations paléogéographiques.

Le caractère modéré de la diagenèse d'enfouissement suggère que le façonnement des argiles existant au moment du dépôt n'a pas été entièrement effacé au cours du temps. Ainsi l'abondance de la kaolinite dans la fraction argileuse du Calcaire Lunel, et plus généralement dans l'ensemble du Viséen du Boulonnais (Crasquin, 1983), indique l'existence probable d'un climat chaud et humide (Millot, 1964). Un tel climat s'accorde avec l'abondance des oolites et agrégats qui

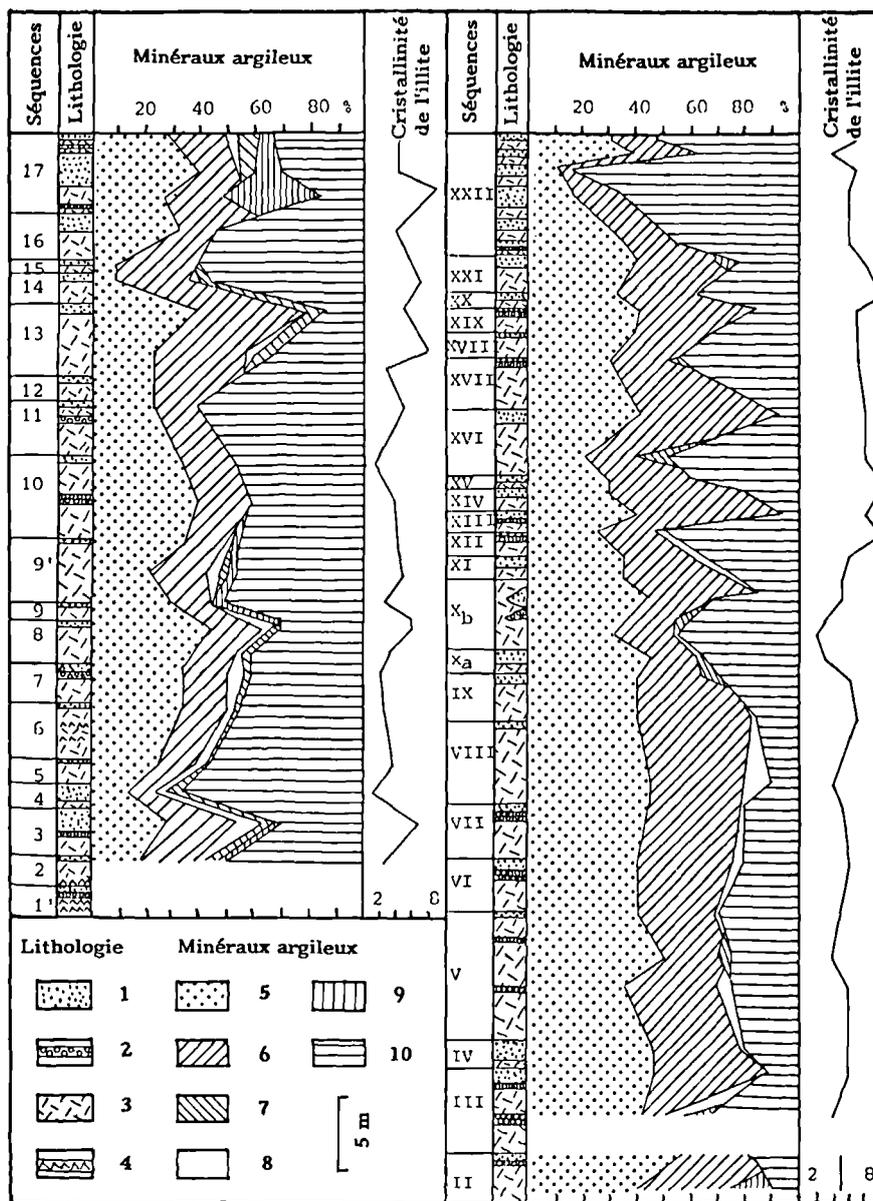


Fig. 4. — Minéralogie de la fraction argileuse dans la formation du Calcaire Lunel: allochtone (unité du Haut-Banc) à gauche, et autochtone (unité de Ferques) à droite.

1. calcaires algaires (MF 7), stromatolitiques (MF 8) et micritiques (MF 9). — 2, calcaires oolitiques (MF 5 et 6). — 3, calcaires bioclastiques (MF 1 à 4). — 4, niveaux dolomités. — 5, illite. — 6, 10-14s (interstratifiés réguliers illite-smectite). — 7, (14-14) (interstratifiés irréguliers à 14 Å). — 8, 10-14v (interstratifiés irréguliers illite-vermiculite). — 9, smectite. — 10, kaolinite. La cristallinité de l'illite est indiquée en dixièmes de θ (largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å, sur le diagramme d'essai glycolé).

Fig. 4. — Mineralogy of the clay fraction in the Lunel limestone formation: allochthonous unit on the left (Haut-Banc unit), autochthonous unit on the right (Ferques unit).

1. Algal (MF 7), stromatolitic (MF 8) and micritic (MF 9) limestone. — 2, oolitic limestone (MF 5, MF 6). — 3, bioclastic limestone (MF 1 to MF 4). — 4, dolomitic horizons. — 5, illite. — 6, illite-smectite mixed-layers. — 7, chlorite-smectite mixed-layers. — 8, illite-vermiculite mixed-layers. — 9, smectite. — 10, kaolinite illite crystallinity in $1/10^\circ \theta$ at half-height of 10 Å peak, glycolated sample.

s'observent actuellement sous des climats chauds (Sellwood, 1978). L'abondance de l'illite dans un tel contexte paléoclimatique indiquerait l'existence de reliefs émergés déclinés plus ou moins éloignés, et activement érodés. Notons toutefois qu'une partie de l'illite peut être née de l'évolution de smectites et d'interstratifiés lors de la diagenèse d'enfouissement et de la mise en place tectonique.

Cela est encore plus probable en bordure de l'Ardenne, à 150 km vers l'Est, où les séries contemporaines du Viséen sont plus riches en illite et contiennent passablement de chlorite (Crasquin, 1983 ; Bouquillon *et al.*, 1985).

Par ailleurs, on retrouve dans l'évolution et les variations du cortège argileux les trois ensembles mis en évidence par l'analyse séquentielle.

a) Ensemble I : séquences II à Xa et 2 à 9.

L'allochtone présente des variations plus fortes que l'autochtone. L'importante diminution du pourcentage de kaolinite des séquences 3 et 8 se retrouve dans l'autochtone (séquences III et VIII), mais très atténuée, ce qui confirmerait le synchronisme des séquences de la base du Calcaire Lunel.

b) Ensemble II : séquences Xb à XXI et 9' à 16.

A partir de la séquence Xa, et de façon brutale, de nombreuses variations de grande amplitude apparaissent dans l'autochtone, avec une opposition marquée de la kaolinite par rapport à l'illite et aux interstratifiés. Cette opposition entre l'ensemble I et II n'apparaît pas dans l'allochtone. Le plus faible pourcentage de kaolinite s'observe dans les séquences XVI et 13, ce qui tendrait à confirmer la corrélation proposée en fig. 3 entre ces deux séquences.

Si l'on accepte les interprétations paléogéographiques proposées ci-dessus, on peut en déduire que les variations de la fraction argileuse seraient d'amplitude plus importante dans les zones très littorales (autochtone de l'ensemble II) que dans les zones moins littorales (allochtone de l'ensemble II) ou plus sublittorales (autochtone de l'ensemble I). Cela pourrait résulter de phénomènes de sédimentation différentielle liés à la taille, la flottabilité et la floculation des argiles (Gibbs, 1977). Darsac (1983), Viéban (1983) et Deconinck *et al.* (1985) ont signalé un dépôt préférentiel de la kaolinite et de l'illite dans le domaine interne des plates-formes carbonatées crétacées des chaînes subalpines et du Jura, et de la smectite dans le domaine externe, ce qui concorde avec nos résultats. On pourrait envisager à titre d'hypothèse que le régime hydrodynamique complexe et changeant des zones littorales (influence des courants de marée, des tempêtes...) a entraîné un tri minéralogique des apports terrigènes et déterminé des variations, très locales, de la composition argileuse. Cependant ces variations, quoiqu'elles soient d'importance variable, se manifestent dans les deux domaines malgré leurs positions paléogéographiques différentes. D'autres causes s'ajoutent donc probablement aux phénomènes de sédimentation différentielle.

On pourrait envisager qu'elles aient pour origine les mouvements épeirogéniques déjà évoqués, ce qui expliquerait l'antagonisme observé entre kaolinite et illite : durant les périodes stables, la pédogenèse livrerait plutôt de la kaolinite et, durant les périodes plus instables, l'érosion mécanique des roches livrerait davantage d'illite.

c) Ensemble III : séquences XXII et 17.

La séquence XXII se caractérise par la seule augmentation importante de kaolinite (85 %) accompagnée d'une forte diminution des interstratifiés (moins de 5 %), tandis que la séquence 17 est la seule contenant en abondance des smectites (25 %).

Ainsi, ces deux séquences, qui correspondent toutes deux à un estran de marée, ont un cortège argileux très différent. Ceci pourrait s'expliquer par :

— un diachronisme des séquences XXII et 17. La séquence 17 pourrait correspondre à la séquence XXI qui possède des traces de smectite (ces traces pouvant néanmoins provenir d'une diagenèse moins poussée des smectites), ou encore la séquence XXII aux séquences 14 et 15 marquées par une forte augmentation de la kaolinite. L'étude des ostracodes menée par Crasquin (1983) suggère un synchronisme des formations viséennes entre l'autochtone et l'allochtone, ce qui s'accorde mal avec cette hypothèse ;

— l'annonce de changements paléogéographiques et de mouvements épeirogéniques au V3a β . En effet, le calcaire Napoléon, qui fait suite au Calcaire Lunel, présente des faciès très différents dans l'allochtone (calcaires algaires et bréchiques) et dans l'autochtone (biomicrites). Ce serait là l'indice de changements dans la paléogéographie viséenne du Boulonnais à la suite des mouvements épeirogéniques du V3a β . Ces événements auraient été enregistrés plus précocement par la minéralogie que par la lithologie. Cette hypothèse paraît la plus vraisemblable.

VI. — CONCLUSION

1) La formation du Calcaire Lunel, qui représente dans le Carbonifère du Boulonnais un épisode bien identifié du Viséen (V3a α), a été étudiée à partir d'un grand nombre d'échantillons prélevés dans quatre excavations de la " Société des Carrières du Boulonnais ". Les données obtenues (Chouteau, 1986) ont été comparées à celles déjà acquises sur d'autres carrières (Hoyez, 1971). Les unités réputées autochtone et allochtone ont été confrontées sur les plans des microfaciès carbonatés, des successions lithologiques, de l'analyse séquentielle et de la minéralogie des fractions argileuses.

2) Neuf microfaciès principaux sont identifiés. Ils s'échelonnent depuis des intrasparites et biomicrites jusqu'à des oosparites, des calcaires algaires et laminites stromatolitiques. Chacun de ces microfaciès, interprété en termes d'environnement sédimentaire, correspond aux milieux peu profonds d'une lagune littorale

protégée par une barrière récifale et développée au sein d'une plate-forme carbonatée.

3) Les microfaciès identifiés s'ordonnent le long d'une séquence sédimentaire standard, qui comprend une phase inférieure de milieu infratidal à profondeur décroissante, et une phase supérieure de milieu inter- à supratidal de faible énergie hydrodynamique. Cette séquence évoque l'existence de milieux lagunaires peu profonds soumis à une exondation progressive à la suite du comblement sédimentaire. Elle se reproduit de nombreuses fois au cours du temps, avec des variations mineures, du fait d'une subsidence continue de la plate-forme. Le milieu lagunaire recueillerait des produits issus de la plate-forme externe et de la barrière récifale, grâce à l'existence de chenaux de marée parcourus par les courants.

4) L'ensemble du V3_α affleurant en carrière montre la succession de 17 séquences dans l'unité allochtone, et de 22 séquences dans l'unité autochtone qui est plus épaisse. Ces séquences s'organisent en trois ensembles successifs, mis en corrélation dans les deux unités grâce à des niveaux-repères. Le premier ensemble suggère pour l'autochtone une subsidence plus importante, le second une position plus littorale et moins profonde, le troisième un estran de marée comparable à celui de l'allochtone. Ces variations au sein de la plate-forme résulteraient d'une activité épeirogénique liée à la

phase sudète de l'orogénèse hercynienne (V3_{αβ}), qui s'amorcerait dès le V3_α.

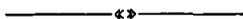
5) Les minéraux argileux, peu abondants dans ces calcaires très purs, ont subi une nette diagenèse d'enfouissement, marquée par des édifices interstratifiés subréguliers et la rareté des smectites. L'influence diagénétique n'a toutefois pas totalement effacé les messages portés par les minéraux au moment de la sédimentation, comme le montrent l'abondance des kaolinites ainsi que la variabilité des assemblages minéraux et de la cristallinité de l'illite, indépendante des variations lithologiques. La fraction argileuse suggère l'existence d'un climat continental chaud et hydrolysant, ainsi que la proximité de reliefs déclinés et sans doute périodiquement instables. Enfin, on retrouve dans l'évolution du cortège argileux les trois ensembles mis en évidence par l'analyse séquentielle. Les variations minéralogiques, probablement dues à l'activité épeirogénique, sont atténuées ou renforcées dans les zones plus littorales, ce qui pourrait être lié à une sédimentation différentielle des minéraux argileux en fonction du régime hydrodynamique.

Remerciements. — Nous remercions vivement la Société des Carrières du Boulonnais d'avoir autorisé l'étude de terrain et de laboratoire du Calcaire Lunel affleurant sur ses divers fronts de taille.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUQUILLON A., CHAMLEY H. et DEBRABANT P. (1985). — Etude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Epinoy (Paléozoïque du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 167-178.
- 2) CHOUTEAU L. (1986). — Etude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen V3_α), Bas-Boulonnais. D.E.A., Lille, 50 p., 21 fig. 3 pl. h.t., ronéot.
- 3) COLBEAUX J.P., CONIL R., COQUEL R. et LEPLAT J. (1985). — Le Carbonifère. In *Géologie du Boulonnais. Publ. Esp. nat. rég.*, 3, p. 32-41, 7 fig.
- 4) CRASQUIN S. (1983). — Ostracodes viséens du Nord de la France. (Etude paléontologique et analyse de la fraction argileuse). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 191-204.
- 5) DARSAC C. (1983). — La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 319 p.
- 6) DEBELMAS (1974). — *Géologie de la France*, t. 1. Doin éditeurs.
- 7) DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P. et RAOULT J.F. (1985). — Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 26, 5, p. 311-320.
- 8) DERVILLE H. (1931). — Les marbres du calcaire carbonifère en Bas-Boulonnais. Thèse Etat, Strasbourg, 322 p., 30 fig., 24 pl. Imprim. O. Boehm, Strasbourg.
- 9) DUNHAM R.J. (1962). — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 1, p. 108-121.
- 10) DUNOYER de SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- 11) ELF-AQUITAINE (1977). — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétation. *Elf-Aquitaine*, Centre de recherches de Boussens et Pau.
- 12) FOLK R.L. (1962). — Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 1, p. 224-252.

- 13) HOLTZAPFFEL T. (1985). — Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 12, 136 p.
- 14) HOYEZ B. (1970). — Analyse séquentielle des calcaires viséens du Massif du Haut-Banc. Thèse 3^e cycle, Lille. texte ronéot., 174 p., 32 pl.
- 15) HOYEZ B. (1971). — Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielle. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCI. 2. p. 113-128, 6 fig.
- 16) JAMES N.P. (1984). — Shallowing-Upward Sequences in carbonates. *In Facies models*. Geoscience. Canada Ed.
- 17) KISCH H.A. (1983). — Mineralogy and Petrology of Burial Diagenesis (Burial Metamorphism) and incipient Metamorphism in Clastic Rocks. *In Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, II, p. 289-494. Elsevier. Amsterdam.
- 18) LUCAS J. (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 23, 201 p.
- 19) MAMET B. (1973). — Microfaciès viséens du Boulonnais. *Rev. Micropal.*, 16, 2, p. 101-124.
- 20) MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie. Masson éd., Paris.
- 21) PIRLET H. (1968). — La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et Dinant. *Mém. Acad. Roy. Belgique*, XVII, 4.
- 22) PREAT A. et BOULVAIN F. (1982). — Etude sédimentologique des calcaires givétiens à Vaucelles (bord sud du synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 105, p. 273-282.
- 23) PREAT A. et BOULVAIN F. (1986). — Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVI. 1. p. 49-64.
- 24) PURSER B.H. (1980). — Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. 1. Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Technip. édit., Paris.
- 25) PURSER B.H. (1983). — Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. 2. Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents ; application à l'interprétation des calcaires anciens. Technip. édit., Paris.
- 26) SELLWOOD B.W. (1978). — Shallow-water carbonate environments in sedimentary environment facies. *Sedimentary environment facies*, Reading Ed., p. 259-313. Blackwell s.c. publ.
- 27) VIEBAN F. (1983). — Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléontologie. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 293 p.



La sédimentation argileuse tertiaire dans le bassin belge et ses approches occidentales

Tertiary clay sedimentation in the Belgian Basin and Western approaches

par Monique MERCIER-CASTIAUX (*) (**), Hervé CHAMLEY (*) et Christian DUPUIS (**)

Résumé. — Une vingtaine de sites étudiés dans le bassin belge, le nord de la France et l'île de Wight montre que la sédimentation argileuse tertiaire, essentiellement détritique, résulte de l'influence complémentaire ou antagoniste des différentes sources terrigènes et des courants marins, des variations du climat, des réajustements tectoniques des vieux massifs cristallins, et des remaniements des couvertures d'altération fossiles.

Abstract. — Twenty boreholes and sections were sampled in the Tertiary of the Belgian Basin, the north of France and the Wight island, in order to study the clay sedimentation and its variations along the time. The detrital input strongly predominates and prevents most of authigenic or diagenetic processes. The clay stratigraphical record depends on the complementary and sometimes antagonistic influences of the different terrigenous sources and marine currents, of the climate variations, of the tectonic activity in the old crystalline chains, and of the reworking of thick paleosol blankets.

I. — INTRODUCTION

Le bassin belge constitue au Tertiaire un domaine marin peu profond, qui se prolonge à l'W par le bassin de Dieppe-Hampshire, et s'ouvre à la fois sur l'océan Atlantique et sur la mer du Nord pendant la plus grande partie du Paléogène (fig. 1). Ce domaine est limité vers l'E par les reliefs de l'Ardenne belge (41), et bordé au SW et à l'W par ceux du Massif Armoricain et de la Cornouailles. Sa structure correspond à un ensemble de blocs et de sous-blocs faillés, dont les rejeux se sont poursuivis jusqu'à la fin du Cénozoïque (7). La sédimentation tertiaire dans le bassin belge est dominée par des faciès silicoclastiques, souvent grossiers (41). Elle s'oppose de ce fait à la sédimentation développée à la même période, d'une part dans l'Atlantique nord-oriental où dominent les boues hémipélagiques calcaréo-argileuses, d'autre part dans le bassin de Paris où existent de nombreux faciès carbonatés et évaporitiques, continentaux ou lagunaires (38). Il apparaît de ce fait intéressant de comparer les modalités de la sédimentation argileuse dans le bassin belge et dans les deux autres domaines, dont on connaît l'importance de la contribution détritique pour le premier (3, 29), et des authigènes pour le second (49, 48). Le matériel d'étude provient de sept forages effectués en Belgique, et de onze coupes levées en Belgique, dans

le Nord de la France, en Normandie septentrionale et sur l'île de Wight (fig. 1). L'intervalle stratigraphique recouvert par les sondages s'étend du Crétacé terminal au Pliocène, avec une prépondérance de dépôts paléogènes (tabl. I). L'épaisseur maximum des sédiments tertiaires avoisine 420 m dans le bassin belge et 600 m dans celui du Hampshire. Plus de 700 échantillons sont pris en compte; ils concernent les principaux lithofaciès et correspondent à une maille moyenne de 30 à 50 cm (31).

Tous les échantillons ont fait l'objet d'une analyse minéralogique de la fraction argileuse par diffraction des rayons X sur des pâtes orientées de la fraction décarbonatée inférieure à 2 μ m (23). La détermination repose sur l'analyse en routine de dépôts naturels, glycolés puis chauffés, ainsi que sur des tests complémentaires destinés à mieux identifier la kaolinite par rapport à la chlorite, les types de smectite et la vermiculite (31, utilisation d'un Kristalloflex 4 Siemens, Faculté polytechnique de Mons, Belgique). Les méthodes associées, appliquées à des échantillons sélectionnés dans les principales zones minéralogiques reconnues, comprennent l'étude en microscopie optique de frottis sédimentaires et la granulométrie, la diffraction des rayons X sur le sédiment total (diagrammes de poudres), la microscopie électronique à transmission (fraction

(*) Dynamique sédimentaire et structurale. UA 719 CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Géologie fondamentale et appliquée, Faculté Polytechnique, 9, rue de Houdain, B. 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 4 Novembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mai 1988.

$< 2 \mu\text{m}$), l'analyse thermique différentielle de la fraction argileuse, la chimie analytique classique et la spectrométrie d'absorption atomique (chimie des éléments majeurs ou en traces, roche totale).

II. — LITHOSTRATIGRAPHIE

Le Tertiaire marin belge est dominé par des dépôts carbonatés à la base du Paléocène, par des argiles et sables entre le Paléocène supérieur et l'Oligocène, et par des sables pauvres en fractions fines au Mio-Pliocène (fig. 2). La série sédimentaire a été découpée en formations, fondées sur les principaux changements lithologiques (fig. 3) et corrélées dans le bassin à l'aide des biozones (45). Les changements lithologiques principaux sont souvent soulignés par des horizons particuliers : gravier de base, accumulation de fossiles usés et brisés, surface durcie, concentration de glauconie. La série stratigraphique comprend relativement peu de lacunes, essentiellement situées à la base et au sommet du "Dano-Montien" de Mons, au sommet de la Formation de Landen (Paléocène), entre les Formations de Bruxelles et de Lède (Lutétien inférieur et moyen), et sans doute à la base de la Formation de Berchem (Miocène). Les séries, très peu déformées, présentent un pendage inférieur à 1 % en direction du NE.

Dans la partie NW du bassin de Paris (bassin de Dieppe), la série tertiaire est d'extension réduite (Paléocène-Eocène) et repose sur le Crétacé. Elle comprend surtout des calcaires au Paléocène inférieur (coupe d'Ailly), puis des argiles riches en couches ligniteuses continentales (faciès sparnacien), enfin des sables et des argiles à l'Yprésien. Dans le bassin du Hampshire étudié à l'île de Wight, le développement de la sédimentation sableuse est particulièrement marqué, et constitue la trame du découpage lithostratigraphique ainsi que des corrélations latérales (9-14).

III. — CARACTERES GENERAUX DE LA MINERALOGIE DES ARGILES

Les cortèges argileux identifiés dans le Tertiaire belge sont variés, et variables au cours du temps. Un exemple de la diversité minéralogique est donné par la fig. 4, qui regroupe les données des forages de Kallo et de Wyshagen dont les successions chronologiques se complètent. Les espèces ubiquistes les plus abondantes comprennent les smectites alumino-ferri-fères (0 à 80 % des minéraux argileux) et l'illite (5 à 60 %). La kaolinite est fréquente et peut dépasser la moitié des argiles diffractant aux rayons X. La chlorite est également très fréquente mais moins abondante

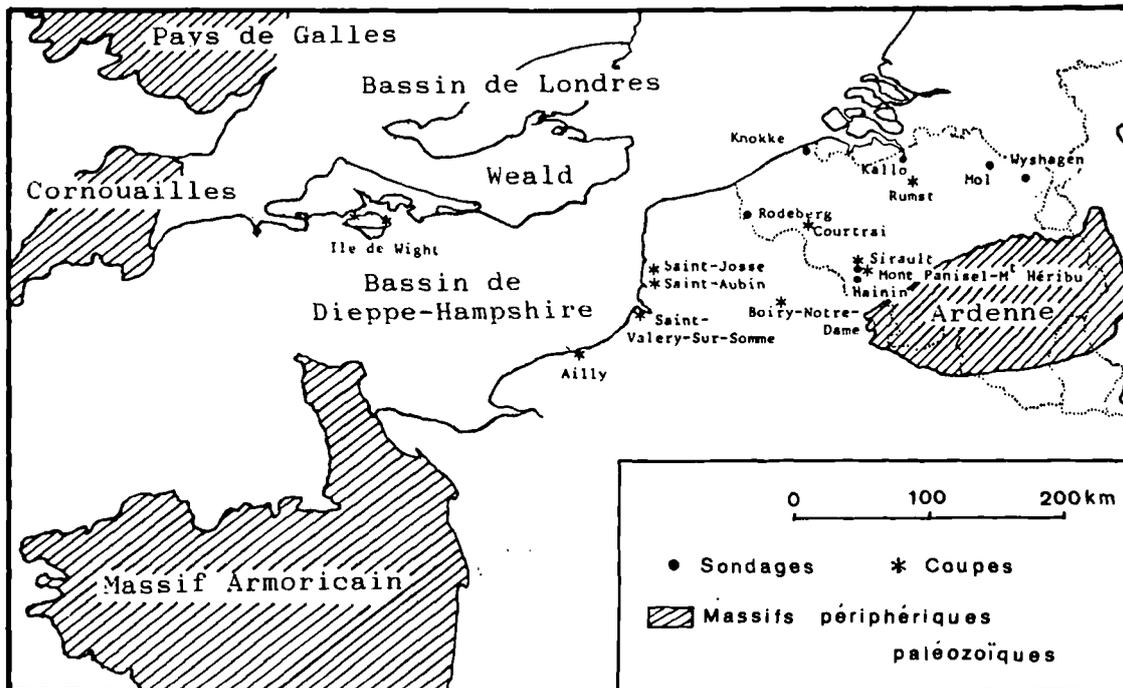


Fig. 1. — Situation du domaine d'étude, localisation des forages et coupes.

Fig. 1. — Study area and location of sections.

(0 - 15 %). Les édifices interstratifiés irréguliers, qui appartiennent principalement aux types illite - smectite et chlorite - smectite, sont surtout présents à partir de l'Oligocène (0 - 15 %). Un interstratifié singulier de type kaolinite - smectite (7 - 14s) a été identifié dans les sédiments continentaux du Paléocène de Mons-Hainin. Ces minéraux associés aux argiles comprennent le quartz ubiquiste mais souvent peu abondant, les feldspaths moins fréquents, l'opale C.T. localisée mais parfois abondante, la clinoptilolite surtout à l'Eocène, la pyrite et les oxydes de fer (goethite, lépidocrocite, hématite...).

L'observation des divers sondages (fig. 2, 4) montre l'absence de variation minéralogique continue au cours du temps. Les forages ou coupes échantillonnées de manière régulière révèlent toutefois une richesse plus grande en kaolinite, illite, chlorite et interstratifiés irréguliers vers le Tertiaire supérieur, et des teneurs en smectites fréquemment élevées dans le Tertiaire inférieur et le Crétacé terminal. Par ailleurs, les relations d'ensemble entre lithologie et minéralogie des argiles apparaissent lâches. Ainsi, l'illite et la chlorite tendent souvent à augmenter dans les formations argi-

leuses (cf. Paléogène, fig. 4), mais ce n'est pas le cas général (ex. sables du Tertiaire supérieur riches en illite). L'abondance de la kaolinite tend à être très faible dans les sables éocènes de Kallo, et élevée dans les sables mio-pliocènes de Wyshagen, cependant que le minéral abonde dans l'Argile de Boom oligocène (forage de Mol).

IV. — MANIFESTATIONS DIAGENETIQUES

Les modifications des assemblages argileux au cours de l'enfouissement paraissent insignifiantes ou nulles, comme le montre la diminution irrégulière, vers le bas des sondages, de l'abondance des chlorites et illites habituellement développées en profondeur sous l'effet de températures et pressions croissantes (28). Cette absence d'évolution thermodynamique est également attestée par les variations brutales ou progressives des assemblages indépendamment du niveau d'enfouissement, par l'augmentation en profondeur des smectites et par l'absence d'amélioration, voire la détérioration de la cristallinité des illites vers le bas (ex. sondage de Mol : largeur moyenne du pic à 10 Å de l'illite =

Localités	Origine	Extension stratigraphique	Puissance	Nombre d'échantillons
Forages : Mol	S.G.B.	Crétacé supérieur → base Miocène	433	86
Kallo	"	Revinien → Oligocène	594	140
Knokke	"	Crétacé supérieur → Eocène supérieur	399	100
Rodeberg	"	Eocène	92	20
Wyshagen	"	Miocène-Pliocène	160	33
Hainin HA ₁	F.P.M _s	Montien continental	30	11
Hainin HA ₂	"	Dano-Montien marin	50,5	16
Sirault	I.N.I.S.M.A.	Landénien	13	9
Coupes : Sirault	M. CASTIAUX	Yprésien	9	14
Mt Panisel et Mt Héribu	M. CASTIAUX et C. DUPUIS	Landénien-Yprésien	35	15
Rumst	M. CASTIAUX	Oligocène-Miocène	16,7	46
Courtraï	"	Base du "Panisélien" P1m	11	21
Boiry Notre-Dame	C. DUPUIS	Landénien inférieur	4,5	7
St Josse - St Aubin	"	Thanétien (Landénien)-Yprésien (Yc ?)	31	21
St Valéry-sur-Somme et Croix l'Abbé	"	Landénien supérieur (Sparnacien)	13	30
Ailly	"	Crétacé supérieur-Paléocène-Yprésien	43,5	54
Ile de Wight	"	Crétacé supérieur Oligocène	640	90
				Total = 713

Tableau I. — Caractéristiques de l'échantillonnage.

SGB : Société Géologique de Belgique. — FPMs : Faculté Polytechnique de Mons. — INISMa : Institut National Interuniversitaire des Sols, Silicates et Matériaux (Mons, Belgique).

Table I. — Sampling characteristics.

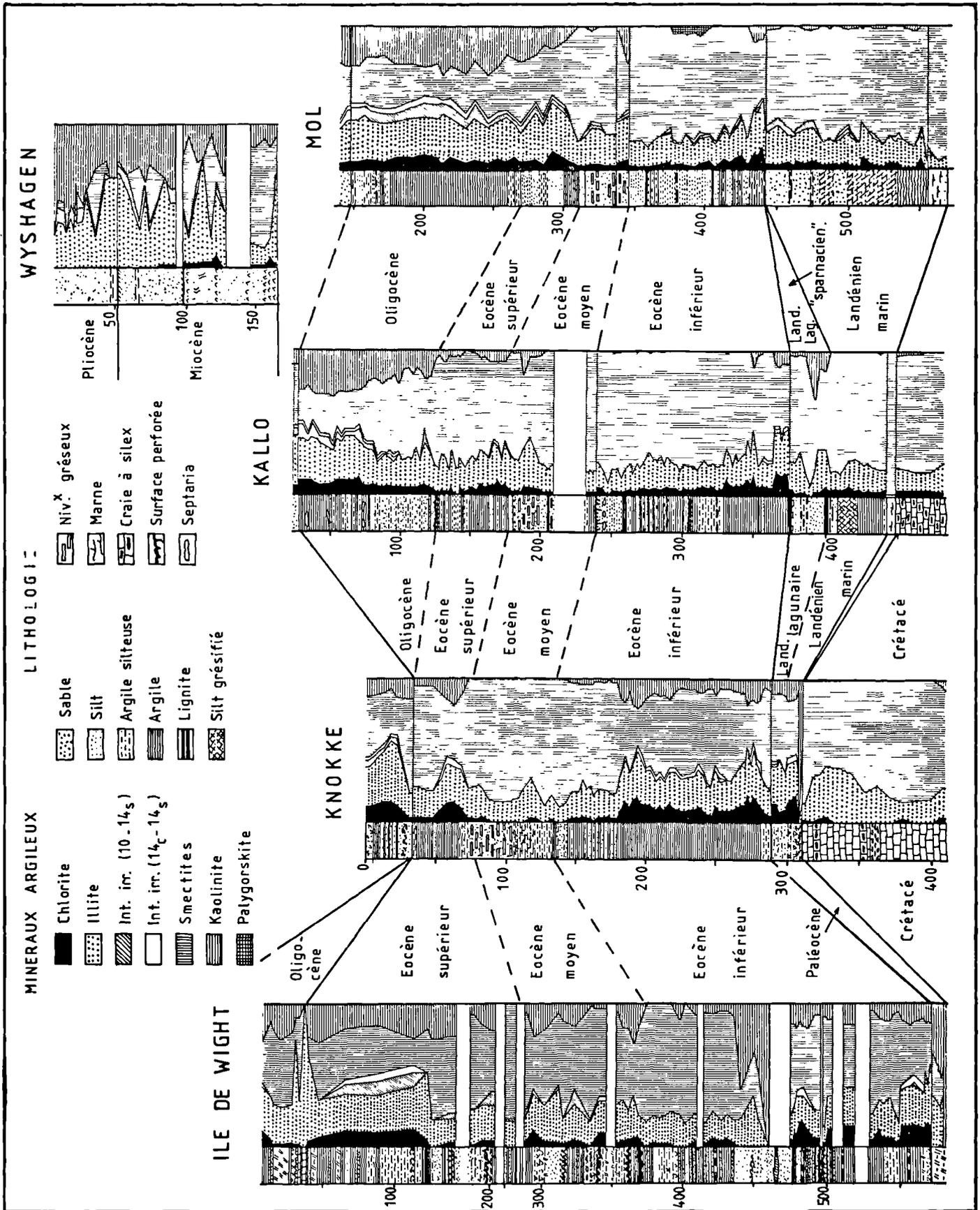


Fig. 2. — Principales successions lithologiques et minéralogiques argileuses dans le Tertiaire de Belgique et de l'île de Wight.
 Fig. 2. — Main lithological and clay mineralogical successions in the Tertiary of Belgium and Wight Island.

4,2 mm à l'Oligocène ; 5,5 mm au Paléocène). Cela résulte de l'épaisseur relativement faible des dépôts tertiaires (maximum 600 m) associée à des contraintes tectoniques modérées et à un gradient géothermique banal : dans de telles conditions, les modifications des argiles liées à l'enfouissement ne se manifestent clairement qu'au-delà de 2.000 m de surcharge sédimentaire.

Certaines modifications diagénétiques locales s'observent en relation avec la lithologie de détail. La teneur en kaolinite augmente brusquement dans l'Eocène inférieur du bassin du Hampshire, lorsque l'on passe de l'Argile de Londres aux Sables de Bagshot (fig. 2). Le minéral, qui atteint localement 90 % de l'argile, se développe dans un lithofaciès peu cimenté et très per-

PLEISTOCENE INFERIEUR	F. DE CAMPINE (7)	FORM. DE (8)
	F. DE MERKSPAS	BRASSCHAAT FORM. DE
PLIOCENE	"Poederlien" Merksémien Scaldisien	FORM. DE PODEERLEE MOL
	FORM. DE LILLO	FORM. DE KASTERLEE
	FORM. DE KATTENOIJK	FORMATION DE DIEST
MIOCENE	Diestien	FORM. DE BERCHEM.
	Anversien Boldérien	Sable de Zonderschot Sable d'Anvers ("Langhien")
	"Houthalénien"	FORM. DE BOLDERBERG Sable de Genk Sable de Houthalen
OLIGOCENE	"Chattien"	FORMATION DE VOORT (8)
	Rupélien	(3)
	"Lattorfien"	COMPLEXE DE KALLO
	Tongrien	FORM. DE RUPEL : S. d' Eigenbilzen, A. de Boom, S. de Kermel, A. à Nucula, Sable de Berg (6)
		FORM. DE TONGRES M.&S. de Oude Biezen, A. de Henis S.&M. de Boutersem, S. de Kerkom Horizon de Hoogbutsel Sable de Nerrepen Sable de Grimmerfingen
EOCENE	"Asschien" "Wemmelien" Lédien Bruxellien	Eocène - Oligocène FORM. D'ASSE : Sable d'Asse, Argile d'Asse Sable de Wemmel FORMATION DE LEDE FORM. DE BRUXELLES
	"Panisélien"	Sable d'Aalter Sable de Vlierzele S. argil. d'Anderlecht Argile de Merelbeke } (4) (5) FORM. DE PANISEL
	Yprésien	(1) FORMATION D'YPRES : (3) S. de Peissant, Arg. de Mortlanwelz (S. de Mons - en - Pévèle) Argile d'Ypres (Argile des Flandres)
		FORMATION DE LANDEN :
PALEOCENE	Landénien	(1) Sables d'Erquelines Sable & grès de Grandglise Tuffeau d'Angres
	"Heersien"	Sable de Doormal (2) Sable de Racour Tuffeau de Lincent
	"Montien"	FORM. DE BERTAIMONT FORM. DE HEERS : M. Gelinden
	Danien	Calc. & Lign. de Halnin Calc. de Mechelen sur M. Calc. Ghlin & Tuff. Ciplly Calc. de Vroenhoven Ch. D.

Fig. 3. — Corrélations stratigraphiques entre les principales formations lithologiques tertiaires de Belgique. (d'après des documents inédits de Laga, 1981, in Robaszynski et Dupuis, 1983).

Fig. 3. — Stratigraphic correlations between the main lithological formation of the Tertiary of Belgium. (after Laga, 1981, unpublished documents, in Robaszynski and Dupuis, 1983).

méable, et constitue des empilements caractéristiques de petites plaquettes hexagonales automorphes (observations au microscope électronique). La kaolinite est ici développée secondairement par suite de circulations d'eaux acides dans les grès poreux (32). On note toutefois que les passées argileuses intercalées dans ces grès sont bien plus riches en kaolinite que les formations encaissantes, ce qui suggère que la kaolinisation diagénétique ne constitue qu'un phénomène complémentaire. Une augmentation de kaolinite s'observe également dans la plupart des dépôts mio-pliocènes ; mais ces derniers, quoique fréquemment sableux, ne montrent pas de correspondance entre la lithologie de détail et la teneur en kaolinite, qui paraît de ce fait essentiellement détritique.

La présence d'horizons glauconieux paléogènes dans divers sites du bassin belge, qui traduit une syngénèse ou une diagenèse très précoce, se répercute de manière variable sur la minéralogie de la fraction argileuse. La glauconie, principalement constituée d'illite ferrifère, est caractérisée en diffraction X par une faible réflexion (002) à 5 Å comparativement à la réflexion basale (001) à 10 Å. L'étude du rapport r des intensités des réflexions (002)/(001) montre une contamination de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ par des illites ferrifères dans les lits glauconieux du Paléocène ("Landénien" : $r = 0,33$) et du passage Eocène-Oligocène ("Tongrien" : $r = 0,36$). En revanche, les horizons glauconieux de l'Argile d'Asse, dans le Bartonien (Eocène supérieur), contiennent des argiles à illite banale non ferrifère ($r = 0,41$), distinctes des granules glauconieux riches en fer. Notons par ailleurs que dans l'île de Wight, les couches d'argile verte intercalées dans les calcaires continentaux de l'Eocène supérieur (Formation de Bembridge) contiennent localement de l'illite ferrifère quasiment exclusive : bien que non disposée en granules, ce minéral pourrait résulter d'une genèse synsédimentaire, dans des conditions proches de l'émersion, sous l'action répétée de cycles d'imbibition-dessiccation, comme cela est suggéré pour les passées d'argile verte du Purbeckien ouest-européen (10).

La nature, l'état cristallin et l'abondance relative des smectites paraissent dans l'ensemble peu dépendants de l'histoire post-sédimentaire, car ces minéraux ont une composition chimique peu variable et le plus souvent non liée aux conditions de dépôt. Les smectites relativement peu abondantes et très mal cristallisées des horizons lagunaires du Landénien de Kallo (fig. 4) pourraient toutefois avoir subi une dégradation partielle *in situ*, à l'image des smectites de certains sapropels quaternaires est-méditerranéens (2). Les smectites qui envahissent la fraction argileuse des faciès calcaires, lagunaires ou continentaux du Paléocène inférieur (ex. Hainin-Mons), pourraient par ailleurs résulter de transformations précoces en milieu confiné, comme cela est décrit dans certains milieux évaporatoires du bassin de Paris (21, 49) ; mais la mise en évidence de telles genèses est délicate, la craie sous-jacente livrant par dissolution et érosion des quantités importantes de

smectites de nature comparable (48). Enfin, signalons la présence occasionnelle de smectites lattées (ex. Mol : Yprésien, 20 % de la totalité des smectites $< 2 \mu\text{m}$; Heersien, 5 %). Ces niveaux singuliers, dont la présence est associée ou non à l'existence de glauconie, paraissent défavorisés par la présence d'opale C.T. ou de clinoptilolite, et par l'abondance des autres minéraux argileux simples (illite, chlorite, kaolinite). Développées généralement sans modification appréciable des proportions du cortège argileux, et à composition chimique quasiment constante, les smectites lattées ne perturbent pas le signal environnemental porté par les argiles détritiques. Ceci rejoint les observations effectuées dans le domaine atlantique (24, 25).

Au total, les modifications diagénétiques supportées par la fraction argileuse des dépôts tertiaires apparaissent très faibles ou localisées, et bien moins répandues que celles qui provoquent le développement des zéolites silicatées (clinoptilolite) ou de la silice (opale C.T.) dans les mêmes sédiments. Il en résulte que les successions argileuses tertiaires peuvent en grande partie être utilisées pour aider à la reconstitution des environnements continentaux et marins, successivement développés dans le domaine Atlantique (24, 25).

V. — SOURCES DETRITIQUES, SEDIMENTATION DIFFERENTIELLE ET ACTION DES COURANTS

La proximité des massifs cristallins riches en phylites micacées et chloritiques se manifeste dans l'alluvionnement argileux, tout au long du Tertiaire, par la permanence et l'abondance relative des illites et chlorites (fig. 2). L'apport, en provenance des sols et des roches sédimentaires, est surtout exprimé par les kaolinites, principalement remaniées de sols bien drainés de climat hydrolysant, et par les smectites aluminoferrifères, issues notamment des sols aval de climat chaud (32, 37). Les interstratifiés irréguliers représentent principalement les produits d'érosion de faciès d'altération profonds, ou peu évolués par suite de climats relativement peu lessivants (32).

La kaolinite, dont la proportion tend à augmenter depuis le N de la France en direction de l'W (de 10 à 20 % en moyenne durant le Paléogène) paraît traduire une origine essentiellement cornouaillaise. En effet, si le rôle de l'Artois constituait probablement déjà une ride sous-marine et contrariait les apports en provenance du Massif Armoricain, il était encore immergé à cette époque et ne pouvait nourrir l'alluvionnement détritique (12). En revanche, on connaît l'abondance de la kaolinite dans le massif de Cornouailles et dans le Devon (19, 20, 26), et une décroissance de la kaolinite, associée au quartz et aux feldspaths, entre le bassin du Hampshire, celui de Londres et le N de la France, a déjà été signalée (1). Notons par ailleurs que les données de la chimie des argiles du S de l'Angleterre traduisent, à l'Eocène inférieur, une origine

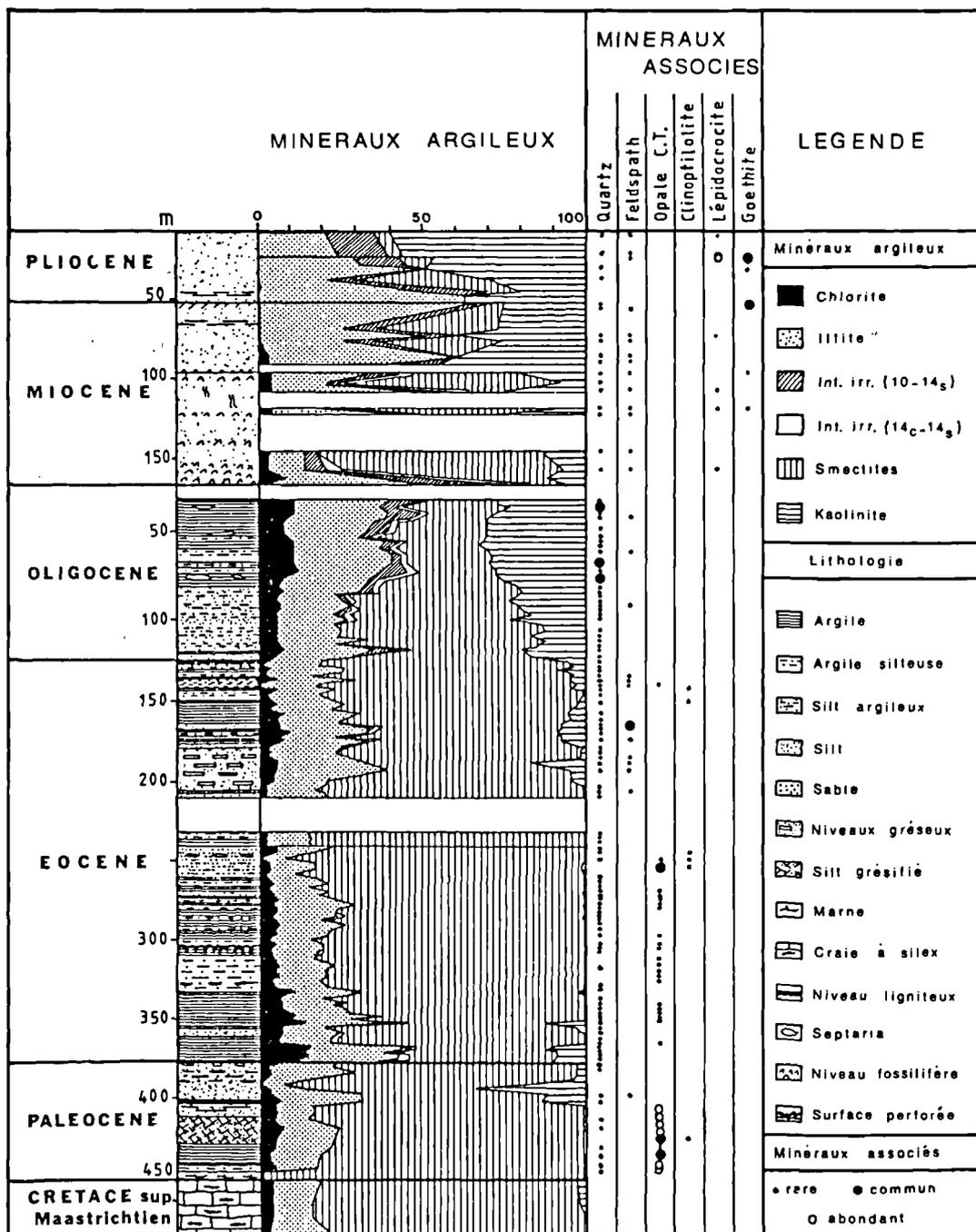


Fig. 4. — Lithologie et minéralogie des fractions argileuses dans le Tertiaire des forages de Kallo et de Wyshagen.

Fig. 4. — Lithology and clay mineralogy in the Tertiary of Belgium, from Kallo and Wyshagen boreholes.

principalement cornouaillaise (35). Quant aux minéraux sableux, ils proviennent soit de Cornouailles, soit d'Ecosse (51), ce qui permet d'envisager une origine mixte, occidentale et nordique pour les micas et chlorites sédimentaires. A la même époque, les minéraux denses issus de Bretagne ne pouvaient aisément franchir vers le N la mer ouverte précédant les bassins anglais (8), et ne se déposaient, dans la zone d'étude, que sur le littoral normand au S de Dieppe (coupe d'Ailly), en même temps que les kaolinites armoricaines (15).

Les propriétés limitées de dispersion en mer de la kaolinite, qui conduisent à sa sédimentation différentielle à proximité des zones continentales (18, 34), lui confèrent un rôle privilégié de marqueur des sources terrigènes dans le domaine d'étude. Les smectites présentent habituellement un comportement symétrique de sédimentation différentielle, et tendent à s'accumuler dans les zones du large propices aux décantations. Ce second mécanisme s'observe mal dans le domaine étudié, peu profond et soumis à de fortes contraintes hydrodynamiques responsables de dépôts surtout sablo-silteux. Seule une augmentation modérée des smectites, constatée en s'éloignant de l'Ardenne (ex. Landénien et Yprésien : Sirault, 60 % en moyenne ; Mol, 70 %), suggère l'existence d'une sédimentation différentielle.

Le rôle des courants marins dans l'alluvionnement argileux paraît se manifester de deux manières au cours de l'Eocène. D'une part, sur l'île de Wight, les dépôts régressifs de tendance continentale sont enrichis en kaolinite, cependant que les dépôts marins francs sont marqués par davantage d'illite et de chlorite. L'augmentation de minéraux denses issus d'Ecosse dans les niveaux de transgression (*in* 51) suggère que l'ensemble des minéraux primaires, sableux et argileux, est préférentiellement apporté par des courants marins dirigés du N vers le S. D'autre part, en Belgique, à l'Yprésien, la minéralogie des argiles varie brusquement de manière parallèle à la lithologie (Knokke, fig. 2). Ces variations brutales peuvent résulter de l'action de courants d'intensité croissante. L'apparition de ces courants peut être due à l'ouverture de la Manche liée à la progression de la transgression yprésienne et permettant la mise en communication de la mer du Nord et de l'Atlantique NE. L'apparition de Nummulites d'origine méridionale dans les silts yprésiens du bassin belge (niveau 320 à Kallo) s'accorde avec cette hypothèse. L'ouverture de la mer de Norvège à la même époque a pu intensifier ces courants (33). Les courants ont pu entraîner les particules les plus fines (argiles) et laisser sur place les particules les plus grosses (quartz,...) et entraîner une modification des mélanges argileux initiaux. La direction de ces courants est difficile à préciser : les grandes et nombreuses figures de courants dans les formations de l'Eocène moyen (Bruxellien) du bassin belge indiquent une direction SW-NE. Par contre, l'existence de minéraux denses d'origine nordique dans l'Eocène belge et de restes volcaniques issus du Nord à la base de l'Yprésien (à Knokke, 17, 22),

ainsi que l'identification au microscope électronique de certaines smectites plissées évoquant l'altération de verres volcaniques, témoignent de courants marins d'origine septentrionale. Il est possible que leur accélération au cours du temps ait été responsable des hiatus sédimentaires localement reconnus au sommet de la Formation d'Ypres.

Notons que la quasi absence de kaolinite à Mol à l'Yprésien, malgré la proximité de l'Ardenne, n'exclut pas la présence du minéral sur ce massif. En effet, la présence abondante de kaolinite (jusque 35 %) dans le Landénien lagunaire de sondage de Kallo, et la situation latitudinale comparable de l'Ardenne et de la Cornouailles où se développent, à cette époque d'importantes couches latéritisées, suggèrent l'existence de sols ferrallitiques sur l'Ardenne. Une stabilité plus grande de la marge belge par rapport à la Cornouailles, jointe à l'existence de courants côtiers longitudinaux, pourrait expliquer l'absence de kaolinite dans les sédiments orientaux.

VI. — EXPRESSION DU CLIMAT ET DE L'ACTIVITE TECTONIQUE

Les principales informations d'ordre climatique et tectonique sont fournies par les longs forages effectués en Belgique (Mol, Kallo associé à Wyshagen), qui permettent d'établir une stratigraphie minéralogique quasiment continue. De façon fréquente, les variations climatiques s'expriment par des changements minéralogiques plus modérés ou plus progressifs que les variations tectoniques (4).

Au Crétacé terminal, au Paléocène et à l'Eocène, l'abondance des smectites alumino-ferrifères, dont les caractères sont ceux des argiles formées dans les sols mal drainés des régions chaudes, suggère l'existence d'un climat général hydrolysant, avec contrastes saisonniers de l'humidité. Ces conditions s'accordent avec les données palynologiques régionales (42) et avec les informations générales sur les climats de cette période (16). Une partie des smectites, notamment au Paléogène inférieur, peut provenir du remaniement des argiles contenues dans la craie sous-jacente (48), voire être née dans certains secteurs évaporatoires à l'abri des échanges avec la mer ouverte.

Au cours du Landénien (Paléocène supérieur), l'augmentation de l'illite et l'apparition de la chlorite, par rapport aux dépôts antérieurs (forage de Mol), pourrait résulter du rejeu positif du Bloc Brabant N, émergé à cette époque (7). La fin du Landénien, de tendance régressive (faciès sparnacien), se marque par des quantités notables de kaolinite pédogénique, qui peuvent souligner le caractère hydrolysant du climat ou bien résulter de l'érosion du substrat paléozoïque puissamment kaolinisé du Brabant (30, 13). Le climat chaud est encore souligné à l'Eocène inférieur par la présence temporaire, et en faible quantité, de sépiolite au site de Mol.

Au cours de l'Eocène, les effets du climat paraissent en partie brouillés par les effets de l'activité tectonique et des variations eustatiques. La transgression yprésienne, à la base de l'étage, s'accompagne du remaniement des kaolinites et illites déposées à la fin du Paléogène. Le début de la surrection du dôme de l'Artois à la fin de l'Eocène inférieur (Sables de Bruxelles), associé aux premiers mouvements cénozoïques de l'Ardenne, se marque par une augmentation brutale du groupe de l'illite et de la kaolinite (Mol). L'expression de ces mouvements se retrouve à l'Eocène moyen par la séparation définitive du bassin de Belgique et du bassin de Paris, par le soulèvement du Weald, ainsi qu'à l'Eocène supérieur (Bartonian) où l'accentuation des soulèvements s'accompagne probablement d'un approfondissement du bassin belge (11).

Le passage Eocène-Oligocène, ainsi qu'une grande partie de l'Oligocène, se caractérisent par une augmentation progressive et ample des teneurs en minéraux arrachés aux socles et aux sols amont (chlorite, illite, kaolinite) aux dépens des smectites dont l'abondance décroît. Cette évolution traduit d'abord un refroidissement climatique, dont l'extension est mondiale, et qui conduit fondamentalement à un développement de l'altération physique relativement à l'altération chimique (5), (fig. 5). Mais l'ampleur de la variation, ainsi que l'augmentation forte de la kaolinite, paraissent résulter également des reprises d'érosion liées à la baisse du niveau marin et à la poursuite du soulèvement des massifs émergés (cf. chap. VII).

Au Miocène et au Pliocène, la poursuite du refroidissement conduit à un apport accru des illites héritées des substrats cristallins, et des minéraux interstratifiés irréguliers issus d'altérations ménagées. Cette tendance, confirmée par les données palynologiques (46), est commune à la plupart des successions argileuses tertiaires d'origine détritique, et se poursuit durant le Quaternaire (3). On note au Tertiaire supérieur la raréfaction de la chlorite et l'augmentation parallèle de la kaolinite et de la goéthite, qui peuvent correspondre en partie à une distribution plus homogène des précipitations annuelles favorables aux altérations lessivantes (32), et en partie aux bombements ardennais (voir ci-après).

Un essai d'interprétation des cortèges argileux paléogènes du bassin belge est donné dans la fig. 6 sur base des sources détritiques et des courants, et par le tableau II où sont proposés les principaux facteurs de contrôle de la sédimentation argileuse.

VII. — ROLE DES SOLS ET PALEOSOLS DANS L'ALLUVIONNEMENT ARGILEUX

Les argiles en provenance des sols et des altérations superficielles occupent fréquemment une place essentielle dans la sédimentation marine au cours des âges, car ce sont elles qui sont le plus facilement remaniées

depuis les terres émergées et qui expriment le mieux les changements paléogéographiques (2, 4). Dans le cas du bassin belge, l'influence des apports en provenance des sols continentaux se manifeste de deux manières singulières. D'une part, la présence d'interstratifiés kaolinite-smectite, dans les dépôts continentaux du Paléogène inférieur du Hainaut (Hainin-Mons), constitue une originalité car ces minéraux sont rarement décrits (47, 6). Comme dans le bassin de Paris à l'Eocène, ils paraissent hérités de sols calcaires développés sur la craie, dont la fraction argileuse smectitique a été dégradée en milieu pédologique lessivant (47).

D'autre part et surtout, l'augmentation remarquable de la kaolinite, au cours de l'Oligocène puis du Néogène, est tout à fait inattendue. En effet, ce minéral se développe préférentiellement dans les sols lorsque le climat devient plus chaud et plus humide. Or, son augmentation dans le bassin belge correspond à un refroidissement bien connu, d'extension mondiale. Dès l'Eocène supérieur (Argile d'Asse, Mol), l'augmentation sensible de la kaolinite correspond à un climat de tendance plus fraîche et plus sèche (43), (fig. 5), ce qui semble contradictoire. A l'Oligocène (Argile de Boom, Mol), le développement de la kaolinite se produit en même temps que celui de la chlorite, minéral habituellement défavorisé par une hydrolyse croissante (fig. 2). Au Miocène moyen-supérieur et durant le Pliocène, l'augmentation très forte de la kaolinite correspond au développement des calottes glaciaires antarctiques puis boréales. Ce paradoxe s'explique lorsque l'on étudie la nature de la couverture d'alté-

AGE	DIAGENESE	CLIMAT	TECTONIQUE (EUSTATISME)	COURANTS
PLIOCENE		x	x	
MIOCENE SUP.		x	x	
MIOCENE INF.		x		
OLIGOCENE		x	x	
EOCENE SUP.		x	x	
EOCENE MOY.		x	x	x
EOCENE INF.	x	x		x
PALEOCENE SUP.	x	x		
PALEOCENE MOY.	x	x		
PALEOCENE INF.		x		

Tableau II. — Principaux contrôles de la sédimentation argileuse dans le bassin belge au Tertiaire. Essai d'interprétation. X : Influence prépondérante. — x : Influence subordonnée.

Table II. — Main influences on the tertiary clay sedimentation in the Belgian Basin. Tentative interpretation. X : Main influence. — x : Minor influence.

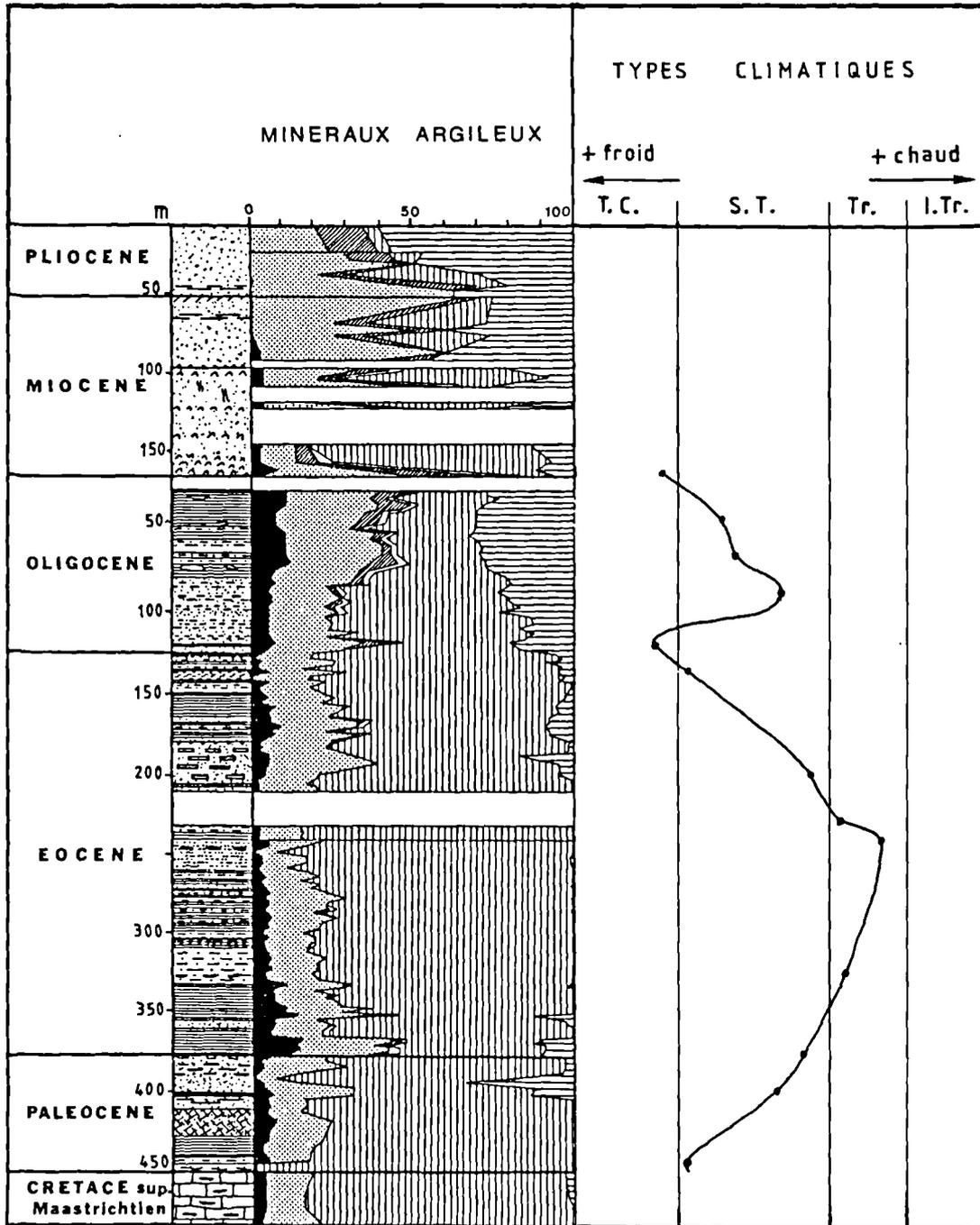


Fig. 5. — Evolutions comparées des assemblages argileux et du climat au cours du Paléogène (sondage de Kallo).
La courbe climatique est basée sur l'étude des pollens d'après Roche in Quinif et al., 1983.

Fig. 5. — A comparison between the clay mineral associations and climate evolution during Paleogene times
(Kallo borehole). The climatic curve is based on pollen studies after Roche in Quinif et al., 1983.

rites en Ardenne (50, Mercier-Castiaux, non publié). Il s'agit de formations blanches à rougeâtres, dépassant localement 20 m d'épaisseur, et si riches en kaolinite que nombre d'entre elles ont donné et donnent encore lieu à l'exploitation de kaolin. Ces formations représentent des sols fossiles plus ou moins remaniés dont la genèse a eu lieu probablement avant le Tertiaire inférieur. Ces paléosols épais ont été érodés de manière croissante vers le Plio-Quaternaire, au fur et à mesure qu'apparaissait et se développait le bombement de l'Ardenne. Ainsi l'augmentation de la kaolinite dans le bassin belge reflète principalement l'érosion de sols fossiles et l'activité épirogénique ardennaise, tout en donnant l'apparence d'un changement climatique inverse de la réalité. Notons que des reprises de kaolinite en contexte climatique froid ont déjà été décrites dans les sédiments quaternaires marins de haute latitude, où le minéral est issu de l'érosion de roches mésozoïques formées sous climat hydrolysant (36, 27).

VIII. — ELEMENTS DE COMPARAISON AVEC LES BASSINS ADJACENTS

Si, comme le bassin de Paris et l'Atlantique orientale, le bassin de Belgique et ses dépendances sont caractérisés au Paléogène par l'abondance des smectites, ils

se distinguent du premier surtout, par la rareté des authigénèses (argiles fibreuses, smectites magnésiennes ; 49) et par l'abondance de l'héritage depuis les terres émergées.

A l'image du bassin Est-Atlantique, le bassin belge est fortement dépendant des apports argileux terrigènes, durant l'ensemble du Tertiaire (3), (fig. 7 et tabl. III). Comme en Atlantique, l'étude de la stratigraphie minéralogique y contribue à l'identification des variations du climat continental, des principales périodes d'instabilité tectonique et du rôle des courants sur la sédimentation. Les particularités majeures du bassin belge, par rapport au domaine Atlantique, résultent de sa proximité des terres émergées, croissante au fur et à mesure du soulèvement des vieux massifs cristallins et du bombement de l'Artois : les dépôts, plus grossiers, sont associés à des quantités moindres de smectites, à des gradients atténués de sédimentation différentielle des argiles les plus fines (tris hydrodynamiques trop intenses), et à l'intervention locale d'une diagenèse kaolinisante en milieu poreux émergé. Les variations d'origine locale, déterminées par la diversité des sources détritiques et par l'importance des courants, sont plus fréquentes ; du reste, la succession argileuse de Knokke, située plus loin de l'Ardenne alimentatrice que celle de Kallø, montre une lithologie et une minéralogie argileuse plus homogène.

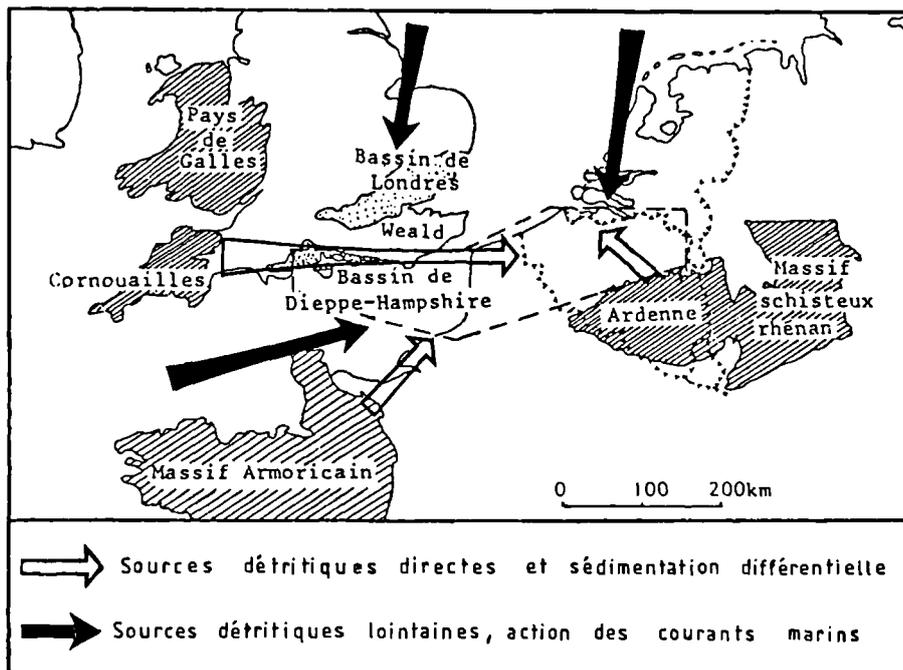


Fig. 6. — Possibilités d'interprétation des cortèges argileux paléogènes en termes de sources détritiques et courants.

Fig. 6. — Possible interpretation of Paleogene clay assemblages as a result of detrital sources and current effects.

	Marge Est Atlantique					Bassin Belge				
	site 399-400	site 119	site 398	site 369	moyenne	sondage de Knokke	sondage de Kallo	sondage de Mol	sondage de Helchesen	moyenne
PLIOCENE	C	5(-)	5	5	5				0	0
	I	20(+)	40	25(-)	30	30(-)			37	35(+)
	int. irr.	5(+)	tr	tr	tr	tr			5	5
	S	95(+)	45(-)	60	45(-)	60			6	5(+)
	K	10(+)	10	10(-)	20	10(+)			52	50(+)
	Att. Sép. min. ass.			tr	tr	tr				goethite +
MIOCENE	C	tr	5(-)	tr	tr	tr			3	tr
	I	15(-)	30(-)	20	15(+)	20(-)			40	40
	int. irr.	tr	5(-)	tr	5(-)	tr			4	5(-)
	S	80(-)	60(-)	65(+)	60(+)	65(+)			29	30(-)
	K	5	5(+)	10(-)	15	10(-)			24	25(-)
	Att. Sép. min. ass.			tr	tr	tr				
OLIGOCENE	C	tr	tr	tr	-	tr		8	8	10(-)
	I	10	15(+)	10(-)	5(-)	10		25	27	25(+)
	int. irr.		5		tr	tr		4	9	5(+)
	S	85	70(-)	80	75(+)	80(-)		40	30	35
	K	5	10(-)	10(-)	15(-)	10(-)		23	26	25
	Att. Sép. min. ass.			tr	tr	tr				
Eocene	C		tr				8	5	6	5(+)
	I	5(+)	10	5(+)	tr	5(+)	21	18	22	20
	int. irr.		tr		tr	tr	tr(1)	2	tr(1)	tr(<2)
	S	90(-)	80	75	90(+)	85(-)	63	72	65	65(+)
	K	5	5(+)	5(+)	tr	5	7	3	6	5
	Att. Sép. min. ass.		tr	tr	tr	tr			tr	
PALEOCENE	C	tr		tr		tr	10	3	5	5(+)
	I	5(-)	5(+)	10		5(+)	25	16	19	20
	int. irr.	tr					tr(1)	0	tr	tr(<2)
	S	90(-)	75(+)	80		80(+)	41	77	73	65(-)
	K	tr		tr		tr	23	4	tr	10(-)
	Att. Sép. min. ass.		15(+)	tr		5(+)				

minéraux associés : + trace, . commun, o abondant.

particularités : site 119 - poussée de sépiolite (10 %) à la base de l'Eocène,
- jusqu'à 60 % d'attapulgitite à la base du Paléocène.

site 398 - jusqu'à 50 % de sépiolite à la base de l'Eocène.

Tableau III. — Moyennes comparées des compositions argileuses, par étage, entre la marge NE Atlantique et le Bassin Belge.

Table III. — Averages comparisons of clay minerals associations on the NE Atlantic margin and in the Belgian Basin.

IX. — CONCLUSION

L'étude d'une vingtaine de coupes et forages couvrant l'ensemble du Tertiaire belge et de ses approches occidentales (N de la France, île de Wight) conduit à caractériser, par l'analyse minéralogique de 700 échantillons, la sédimentation argileuse et son évolution (tabl. II).

L'influence des apports détritiques est très prépondérante, ce qui distingue le bassin belge du bassin de Paris, notamment au Paléogène, et le rapproche de l'océan Atlantique qui, comme lui, présente peu de confinements chimiques. Les seules manifestations authigéniques relevées concernent la formation locale, temporaire et souvent de peu d'effet sur les assemblages argileux, de glauconie, de smectites lattées, de kaolinite

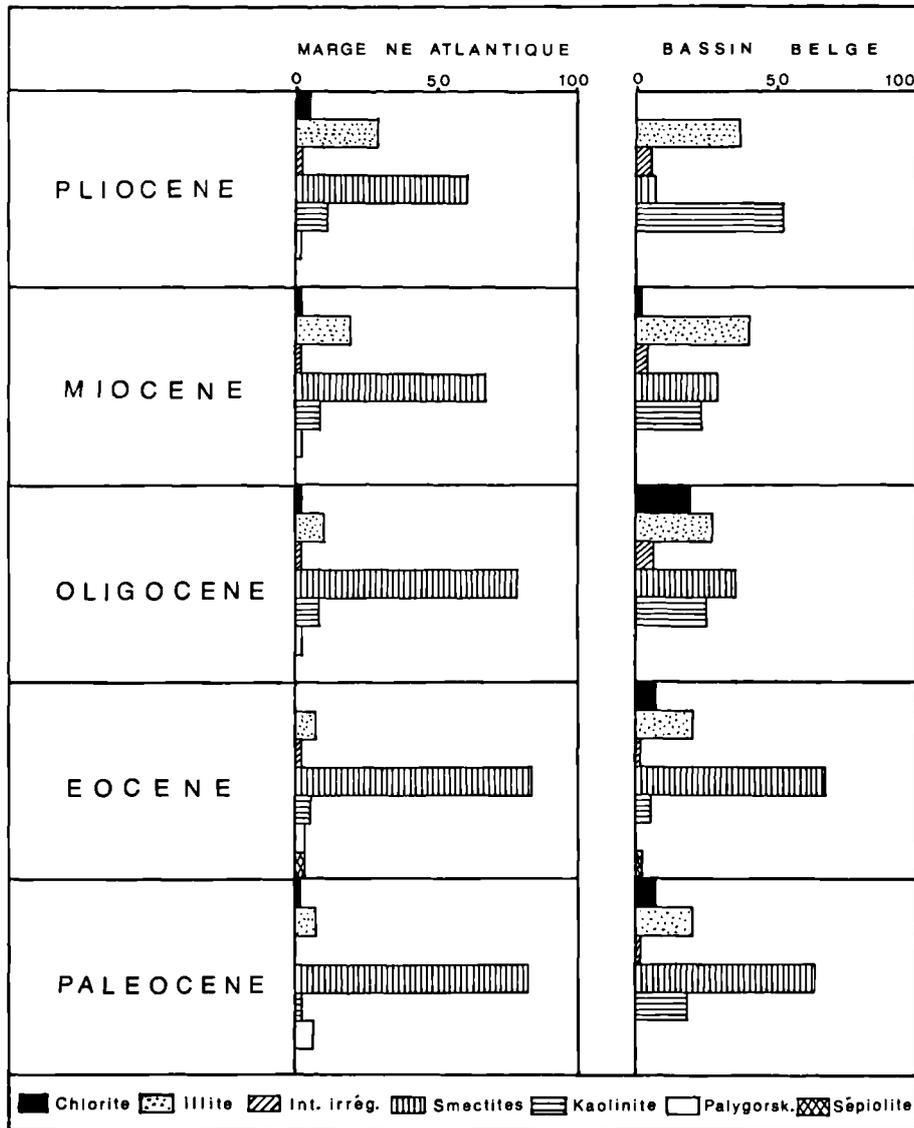


Fig. 7. — Comparaison des compositions argileuses moyennes, par étage, de la marge NE Atlantique et du bassin belge.

Fig. 7. — A comparison between the average clay associations, for successive Cenozoic stages, of the NE Atlantic margin and the Belgian Basin.

de pore et, peut-être, d'altérations en milieu organique (smectites dégradées) ou de minéraux de milieu alcalin (très peu de sépiolite et de smectites magnésiennes).

La proximité relative des sources émergées se marque par l'abondance fréquente des minéraux hérités des substrats cristallins (illite et chlorite de l'Ardenne, du Massif Armoricain, de Cornouailles) et de leur manteau d'altération (kaolinite). Cette proximité se manifeste également par un comportement comparable des minéraux des sables (cf. littérature) et des argiles. L'intensité des facteurs hydrodynamiques, responsable du caractère le plus souvent grossier de la sédimentation, s'oppose fréquemment à la sédimentation préférentielle progressive des argiles les mieux flottables, en s'éloignant des terres. Des courants marins issus du Nord et/ou du S (Ecosse, mer du Nord) paraissent responsables à l'Eocène de certaines particularités minéralogiques aux sites les plus distaux, par rapport à l'Ardenne et à la Cornouailles (Knokke, Wight), et pourraient résulter conjointement de l'ouverture de la mer de Norvège vers le S et de celle de la Manche.

L'évolution des environnements continentaux au cours du Tertiaire, bien exprimée dans le bassin belge, paraît refléter dans la sédimentation argileuse l'antagonisme ou la complémentarité des influences climatiques, morphologiques et tectoniques. Les climats chauds du Paléogène sont marqués par l'abondance

des smectites alumino-ferrifères et parfois des kaolinites. Les refroidissements mondiaux, qui débutent vers la limite Eocène-Oligocène et se poursuivent jusqu'au Plio-Quaternaire, se manifestent par l'augmentation irrégulière des minéraux issus des substrats cristallins (illite, parfois chlorite, espèces non argileuses associées) et des altérations ménagées (interstratifiés). Cette évolution est souvent fortement perturbée (Eocène supérieur, Oligocène, Miocène supérieur, Pliocène) par suite des bombements morphologiques d'origine tectonique (môle de l'Artois, Ardenne) et des variations du niveau marin. En particulier, le soulèvement tertiaire et quaternaire de l'Ardenne, sur laquelle s'était développée une épaisse couverture d'altération kaolinique, conduit à l'apport massif en mer, dès l'Oligocène inférieur, de produits hérités des paléosols. Il en résulte dans le bassin belge une forte augmentation des teneurs en kaolinite, qui donne l'apparence d'un climat plus hydrolysant au moment où se développent les glaciations du Cénozoïque supérieur.

Remerciements. — Les échantillons des forages de Mol, Kallo, Knokke, Rodeberg et Wyshagen ont pu être prélevés et étudiés grâce à l'obligeance de Noël Vandenberghe et de Piet Laga, et à l'autorisation du Service Géologique de Belgique. Le travail de laboratoire effectué à la Faculté Polytechnique de Mons n'aurait pu avoir lieu sans le soutien et l'intérêt du Professeur Alphonse Beugnies.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BURNETT A.D., FOOKES P.G. (1974). — A regional engineering geological study of the London Clay in the London and Hampshire Basin. *Q. Jl Engng. Geol.*, vol. 7, p. 257-295. 35 fig.
- 2) CHAMLEY H. (1971). — Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse Doctorat ès Sciences. Aix-Marseille, 401 p.
- 3) CHAMLEY H. (1979). — North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. Reprint from : Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Continental margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing, series 3, Amer. Geoph. Union Publ. Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan. p. 342-361.
- 4) CHAMLEY H. (1981). — Long term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanologica Acta*, n° spéc., 26th Intern. Congr. Geol., p. 105-110.
- 5) CHAMLEY H. (1986). — Clay mineralogy at the Eocene/Oligocene boundary. In: Pomerol and Premoli-Silva, Ed., Terminal Eocene Events, Elsevier, p. 381-386.
- 6) CHAMLEY H., DURAND J.P., TRAUTH N. (1976). — Interstratifiés kaolinite-smectite dans le Valdo-Fuvélien au toit de la bauxite des Alpilles (Provence). *C.R. Ac. Sc., Paris*, 283, D, p. 439-442.
- 7) COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., SOMME J. (1980). — Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique des blocs de l'Europe Nord-Occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 17, 4, p. 41-54.
- 8) CURRY D. (1966). — Problems of correlation in the Anglo-Paris-Belgian Basin. *Proc. Geol. Assoc. (Engl.)*, 77, p. 437-467.
- 9) CURRY D., ADAMS C.G., BOULTER M.C., DILLEY F.C., EAMES F.E., FUNNELL B.M., WELLS M.K. (1978). — A correlation of tertiary rocks in the British Isles. *Geological Society of London. Tertiary*. Special report 12, 72 p.
- 10) DECONINCK J.F., STRASSER A. (1987). — Green marls and clay minerals of the Purbeckian (Swiss and French Jura): origin and depositional environment. *Ecol. Geol. Helv.* (sous presse).
- 11) DUPUIS C. (1979). — Esquisse paléogéographique du nord et du nord-ouest du Bassin de Paris au Paléogène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 288, 21, D, p. 1587-1590.
- 12) DUPUIS C., DE CONINCK J., ROCHE E. (1984). — Remise en cause du rôle paléogéographique du horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence de l'intervention du môle transverse Bray-Artois. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 298, 11, 2, p. 53-56.

- 13) DUPUIS C., ERTUS R., TRAUTH N. (1987). — Les paléooltérations en Belgique. Etat des connaissances. Mise en évidence de deux types remarquables : paléosurface kaolinisée et kryptolapiaz à gîtes d'halloysite. 1^{er} Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 19 et 20 novembre 1987.
- 14) DUPUIS C., GRUAS-CAVAGNETTO C. (1985). — The Woolwich Beds et le London Clay de Newhaven (East Sussex), données palynologiques et stratigraphiques nouvelles. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 22, n° 2, p. 19-33.
- 15) ESTEOÛLE-CHOUX J. (1967). — Contribution à l'étude des Argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse Doctorat ès Sciences, Rennes, 319 p.
- 16) FRAKES L.A. (1979). — Climates throughout geological time. Elsevier, Amsterdam, 310 p.
- 17) GEETS S. (1979). — The heavy mineral distribution of the Belgian Tertiary. I.G.C.P., Project 124. *The Northwest European Tertiary Basin*. Report n° 4, p. 73-77.
- 18) GIBBS R.J. (1977). — Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petr.*, 47, 1, p. 237-243.
- 19) GILKES R.J. (1968). — Clay mineral provinces in the tertiary sediments of the Hampshire Basin. *Clay Minerals*, 7, p. 351-361.
- 20) GILKES R.J. (1978). — On the clay mineralogy of upper Eocene and Oligocene sediments in the Hampshire Basin. *Proc. Geol. Assoc. G.B.*, 69 (1), p. 43-56.
- 21) GODFRIAUX I., ROBASYNSKI F. (1974). — Le Montien continental et le Dano-Montien marin des sondages de Hainin (Hainaut, Belgique). Extrait des *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97, fasc. 1.
- 22) GULINCK M. (1965). — Aperçu général sur les dépôts éocènes de la Belgique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. VII, p. 222-227.
- 23) HOLTZAPFFEL T. (1985). — Les minéraux argileux. Préparation, Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, Publ. n° 12, 136 p.
- 24) HOLTZAPFFEL T. (1986). — Minéraux argileux lattés. Les smectites du domaine atlantique. Thèse Doctorat, Angers, 60 p.
- 25) HOLTZAPFFEL T., CHAMLEY H. (1986). — Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur : gisement et signification. *Clay Minerals*, 21, p. 133-148.
- 26) ISAAC K.P. (1983). — Tertiary lateritic weathering in Devon, England, and the Palaeogene continental environment of South West England, p. 105-114.
- 27) KARLSSON W., VOLLSET J., BJORLYKKE K., JORGENSEN P. (1978). — Changes in mineralogical composition of tertiary sediments from North Sea wells. *Proc. of the VI Int. Clay Conf. held in Oxford, 10-14 July 1978*. Developments in sedimentology, 27. Elsevier scient., Publ. company.
- 28) KISCH (1983). — Mineralogy and Petrology of Burial Diagenesis (Burial Metamorphism) and Incipient Metamorphism in Clastic Rock. *In* Larsen and Chilingar. Ed., Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments in sedimentology. Elsevier, 25 B, p. 289-493.
- 29) LATOUCHE C., MAILLET N. (1980). — Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine atlantique nord-oriental durant le Paléogène. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXII, 5, p. 757-761.
- 30) LEGRAND R. (1968). — Le massif du Brabant. *Mém. expl. cart. géol. et min. Belgique*, n° 9, 148 p.
- 31) MERCIER-CASTIAUX M. (1986). — Etude de la sédimentation argileuse tertiaire dans le Bassin Belgo-Franco-Anglais. Comparaison avec l'Océan Atlantique Nord. Thèse de 3^e cycle, Univ. des Sc. et Techn. de Lille Flandres-Artois.
- 32) MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Paris. Masson, 499 p.
- 33) MONTADERT L., ROBERT D.G., AUFFRET G.A., BOCK W.D., DUPEUBLE P.A., HAILWOOD E.A., HARRISON W.E., KAGAMI H., LUMSDEN D.N., MULLER C.M., SCHNITKER D., THOMPSON T.L., TIMOFEEV P.P., KNAPP R., CONNOLLY R., DILL L., GUESS C., LAMB G., LEHMAN M., PINE J., RICHARDS S., LAPORTE J.L., BYRNE R., CAMERON D., HALLMAN C., STOTELO V., THOMSON K., GRAHAM D., BURNS G. (1979). — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. XLVIII.
- 34) MORTON R.A. (1972). Clay mineralogy of holocene and pleistocene sediments, Guadalupe delta of Texas. *J. Sedim. Petr.*, 42, 1, p. 85-88.
- 35) MOSSER C. (1983). — The use of B, Li and Sn in determining the origin of some sedimentary clays. *Chemical Geology*, 38, p. 129-139.
- 36) NAIDU A.S., BURRELL D.C., HOOD D.N. (1971) — Clay mineral composition and geologic significance of some Beaufort Sea sediments. *J. Sedim. Petr.*, 41, p. 691-694.
- 37) PAQUET H. (1970). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 30, 206 p.
- 38) POMEROL C. (1973). — Stratigraphie et Paléogéographie. Ere cénozoïque. Paris, Doin, 267 p.
- 39) QUINIF Y., MERCIER M., ROCHE E., DUPUIS C. (coord.). (1983). — Essai de reconstitution géodynamique du Paléogène du Bassin Belge à partir des données de la minéralogie des argiles, de la géochimie des radioéléments (U, Th, K₂O) et de la palynologie. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 196, p. 1621-1624.
- 40) RAYNER D.H. (1976). — The Stratigraphy of the British Isles. Cambridge University Press, 459 p.
- 41) ROBASYNSKI F., DUPUIS C. (1983). — Belgique. Guides Géologiques régionaux. Masson, 204 p.

- 42) ROCHE E. (1970). — Flores du Paléocène et de l'Eocène inférieur des bassins sédimentaires anglais, belge et parisien. Intérêts climatique et phytogéographique. *Bull. Assoc. Nat. Professeurs de Biologie de Belgique*, 16^e année, 3, p. 109-134.
- 43) ROCHE E. (1982). — Etude palynologique (pollen et spores) de l'Eocène de Belgique. *Service Géologique de Belgique, P.P.*, 193, 60 p.
- 44) ROCHE E., SCHULER M. (1976). — Analyse palynologique du " Complexe de Kallo ". *Service Géologique de Belgique, P.P.*, 178, p. 1-13.
- 45) STEURBAUT E., NOLF D. (1986). — Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northern France. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 23 (4), p. 115-172. 12 fig., 3 tabs.
- 46) TAVERNIER R. (1954). — Le Néogène. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique sous la direction de P. Fourmarier. *Soc. Géol. Belg.*, Liège, p. 533-554.
- 47) THIRY M. (1973). — Les sédiments de l'Eocène du Bassin de Paris et leurs relations avec la paléooltération de la craie. Thèse de 3^e cycle, Strasbourg, 79 p.
- 48) THIRY M. (1981). — Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Thèse Etat, Strasbourg. *Sciences géol.*, mém. 64, 173 p.
- 49) TRAUTH N. (1977). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). Jbel Ghassoul (Maroc). *Sciences Géologiques*, U.L.P. Strasbourg, 49, 195 p.
- 50) VOISIN L. (1982). — Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 135-143.
- 51) WALDER P.S. (1964). — Mineralogy of the Eocene sediments in the Isle of Wight. *Proc. Geol. Ass.*, 75, p. 291-314.

Éléments nouveaux sur le faciès wealdien au Nord-Est de Paris

New facts about the "Wealdian facies" in the North-Eastern area of Paris

par H. BUISSART (*), B. CLEMENT (*) et M. LEBLANC (**)

Résumé. — L'analyse détaillée du "faciès wealdien" dans le Pays de l'Ourcq à 70 km au NE de Paris et dans la région de Gournay/Aronde à 80 km au N de Paris fait apparaître que deux environnements sédimentaires distincts et d'ampleurs géographiques différentes se sont succédé dans le temps :

— Au Valanginien : hétérogénéité des cortèges argileux à kaolinite dominante dans les passées sableuses et abondance de spores de végétaux terrestres indiquent des dépôts dans un contexte franchement fluvial ;

— à l'Hauterivien et au Barrémien inférieur : homogénéité des cortèges argileux à rapports illite/interstratifiés élevés, à illite bien cristallisée, abondance des Dinophycées, présence d'Ostracodes et de Foraminifères marins traduisent, à partir du SSE du Bassin de Paris, deux épisodes transgressifs, le second dépassant le premier.

Il est à souligner que ces deux périodes possèdent des signatures diagrapiques spécifiques permettant une classification précise des électroséquences.

Abstract. — *The detailed study of the "Wealdian facies" in the areas called "Pays de l'Ourcq" (70 km NE from Paris) and "Gournay/Aronde" (80 km N from Paris) shows that two distinct, and successive sedimentary environments, having different geographical extent, occurred :*

— *during the Valanginian : heterogeneity of the clayey minerals series mainly composed of kaolinite in the sandy beds and abundance of continental pollen flora indicate deposits in a markedly aerial fluvial environment ;*

— *during the Hauterivian and the Lower Barremian : homogeneity of the clayey minerals series with a high ratio Illite/Mixed Layers, and the best cristallinity of Illite, abundance of marine phytoplankton, presence of marine Ostracods and Foraminiferas show, from the SSE of the Bassin de Paris, the setting of two marine contexts ; the second one being more extensive than the first one.*

In addition, these two last periods have specific electrical logging signatures which enable an accurate classification of the electrosequences.

I. — INTRODUCTION

Ce qui caractérise la période de continentalisation de l'ensemble géographique Weald - Bassin Parisien, pendant laquelle se sont déposés les sédiments constituant le faciès wealdien, c'est que sa durée est évaluée en moyenne entre 30 millions d'années, dans la partie centrale du Bassin de Paris, et 60 millions d'années,

sur ses bordures. La grande variabilité de l'épaisseur et de la nature des dépôts continentaux sous la transgression albo-cénomaniennne demeure encore un critère d'identification de faciès. On constate qu'en Angleterre, sur le Purbeckien, selon Allen (1965), dans le Sud-Est du Bassin de Londres, il mesure 600 à 700 m et 800 à 900 m dans l'île de Wight, mais dans l'axe du bassin, cette épaisseur peut être considérablement réduite.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille - Flandres-Artois, U.F.R. Sciences de la Terre, UA 749 CNRS. 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Gaz de France - D.E.T.N. D 5, 19, rue Alphonse de Neuville. 75017 Paris.

Note présentée le 4 Mars 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

Dans le Pays de Bray, les formations wealdiennes (sables blancs, argiles bariolées, marnes saumâtres) ne dépassent jamais les 50 m et reposent sur du Portlandien (Abrard, 1937).

Dans le Boulonnais, le faciès wealdien (galets, graviers, grès, sables, argiles ligniteuses ou bariolées) repose soit sur le Malm supérieur, soit sur le Primaire (Pinchemel, 1954 ; Bonte, 1965a, 1969). Il est à noter que dans ce secteur, sous la transgression albo-cénomaniennne, ces formations sont discontinues ou enfouies dans des poches karstiques.

Sur la bordure occidentale du massif paléozoïque de l'Ardenne, les affleurements de Wealdien sont fréquents, mais divers. Ils reposent directement sur le socle ou sur le Jurassique, soit en épandages détritiques plus ou moins épais (5 m au maximum) (G. Waterlot, Beugnies et Godfriaux, 1967 ; B. Waterlot et G. Waterlot, 1969), soit dans des poches de dissolution.

Dans le golfe de Mons, les faciès wealdiens, à peu près réguliers, d'épaisseur variable (quelques mètres à près de 150 m) possèdent un mode de gisement tout à fait particulier : couches plus ou moins continues, poches karstiques et " puits naturels " reposant la plupart du temps sur du Paléozoïque. Les faciès détritiques offrent une grande variabilité latérale et ces accumulations sont interprétées (Marlière, 1946) comme " des dépôts lacustres et torrentiels ".

D'une manière générale, les faciès wealdiens du Nord et de l'Est du Bassin de Paris sont assez mal datés. Marlière (1954a, 1970) propose Valanginien-Hauterivien pour le Bassin de Mons, et Levet-Carette (1966), le Crétacé inférieur *s. l.* pour l'Avesnois. Cependant, il faut noter que sous la transgression marine albo-cénomaniennne, on attribue un " âge wealdien " à des formations détritiques grossières à argileuses qui ne contiennent pas de microfaune et peu ou pas de microflore.

Dans la région angevine et poitevine, les formations argileuses et gréseuses infra-cénomaniennes, sont considérées comme " wealdiennes " (Estéoule, Estéoule-Choux et Louail, 1969).

Dans le Bassin de Paris proprement dit, les faciès wealdiens sont connus par forage et les épaisseurs retenues n'excèdent jamais 200 m (Tilloy et Dardene, 1960) pour la région centrale ; en outre, au Sud-Ouest et au Sud, les horizons détritiques oscillent entre des faciès lagunaires, continentaux, et des faciès épisodiquement marins, là les épaisseurs sont extrêmement variables (cf. cette note). De plus, en de nombreux endroits, la transgression albo-cénomaniennne recouvre des sédiments argilo-ligniteux qui, mal datés, ont été attribués au " Wealdien " (Klein, 1974).

En résumé, il faut noter que l'on rattache au " Wealdien " des faciès continentaux, hétérogènes, d'épaisseur variable, qui se trouvent à la base de la

transgression marine du Crétacé inférieur qui sera guidée par une morphologie fossile induite soit par des failles de socle (Heritier et Villemain, 1970), soit par des légers plissements (Pinchemel, 1954 ; Bonte, 1969).

Dans le secteur qui nous intéresse, nous prendrons en compte les accumulations continentales interrompues sporadiquement par des incursions marines précédant l'invasion totale du Bassin de Paris par la mer mésogéenne infracénomaniennne.

II. — ORIGINE ET NATURE DU MATERIEL D'ETUDE

La présente étude porte sur l'examen de carottes de forages exécutés par Gaz de France pour la recherche de sites aptes à devenir des stockages de gaz naturel dans le Bassin Parisien.

Les formations concernées sont attribuées au Néocomien à faciès Wealdien ; elles appartiennent à deux anticlinaux orientés Nord-Ouest - Sud-Est (fig. 1) :

— l'anticlinal de Germigny-sous-Coulombs, situé à 70 km au Nord-Est de Paris ;

— l'anticlinal de Gournay/Aronde, situé à 80 km au Nord de Paris.

Le matériel d'étude consiste en prélèvements réalisés sur les carottes, choisis dans le but d'analyser des repères représentant des électro bancs mis en évidence sur les logs électriques (radioactivité naturelle, mesures de résistivité notamment) et identifiés du point de vue sédimentologique, à l'appui des descriptions lithologiques. Une centaine d'échantillons ont été prélevés.

1) La structure de Germigny-sous-Coulombs.

Il s'agit d'une structure anticlinale de 22 km de long sur 8 km de large qui culmine à 900 m de profondeur au niveau du Wealdien.

Le Wealdien proprement dit est constitué par un ensemble argilo-sableux localement oolitique et/ou bioclastique, d'une centaine de mètres d'épaisseur au sein duquel s'intercalent quelques bancs carbonatés métriques (fig. 2). Les limites chronostratigraphiques sont dues à Salik (1983) et ont été proposées à partir de corrélations sédimentologiques et diagraphiques avec le champ de Châteaurenard situé à 110 km au SE de Paris (Mathieu, 1963).

Cinq puits ont été retenus : CR 3, CR 7, CR 15, CR 16, selon un plan de coupe parallèle à l'axe d'allongement de la structure, et CR 2, situé sur le flanc nord.

2) La structure de Gournay/Aronde.

La structure anticlinale, au niveau du Wealdien, s'étend sur 7 km de long et 2 km de large à une profondeur moyenne de 410 m. Le Wealdien se présente

sous forme d'un ensemble sablo-argileux d'une quarantaine de mètres d'épaisseur (fig. 3).

Les limites d'étage n'ont pas été identifiées en raison de l'absence d'étude paléontologique conduisant à donner des corrélations indiscutables. Néanmoins, le faciès wealdien a été identifié en tant qu'ensemble à sédimentation argilo-sableuse recelant des sables plus ou moins grossiers à stratification entrecroisée, intercalé entre le Portlandien carbonaté à faciès Purbeckien et le

Barrémien continental à argiles et sables bariolés. Les limites inférieures et supérieures sont définies par l'existence de repères diagraphiques (radioactivité naturelle, Neutron, Latérolog) et affinées par l'observation des carottes et des déblais de forage.

Six forages ont été retenus : SR 181 au Sud-Est, SR 115, SR 121, SR 122, SR 141 à proximité du sommet de l'anticlinal, et SR 180 un peu au Nord-Ouest de la culmination.

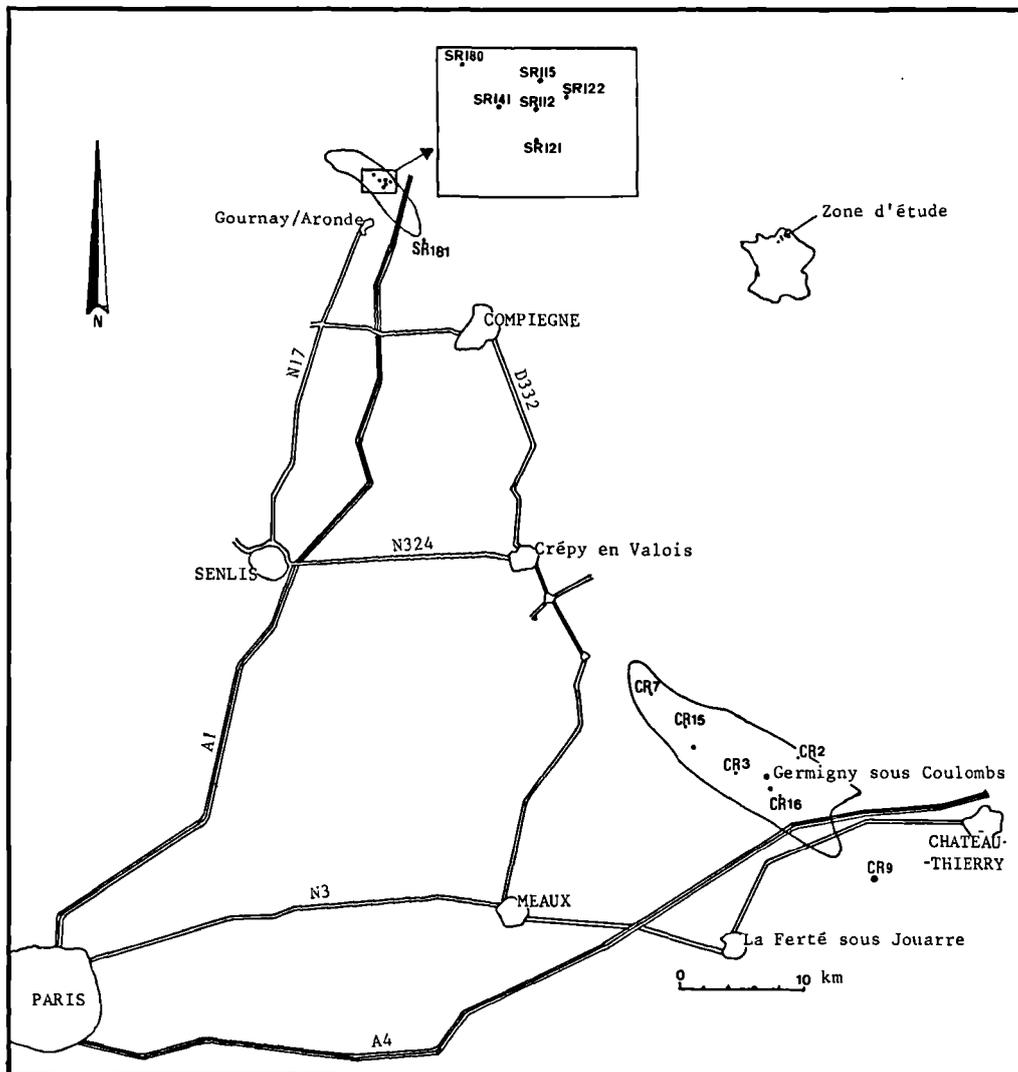


Fig. 1. — Situation géographique des structures anticlinales de Germigny-sous-Coulombs et de Gournay/Aronde et localisation des forages.

Fig. 1. — Location of the Germigny-sous-Coulombs and Gournay/Aronde' areas with the sampled wells.

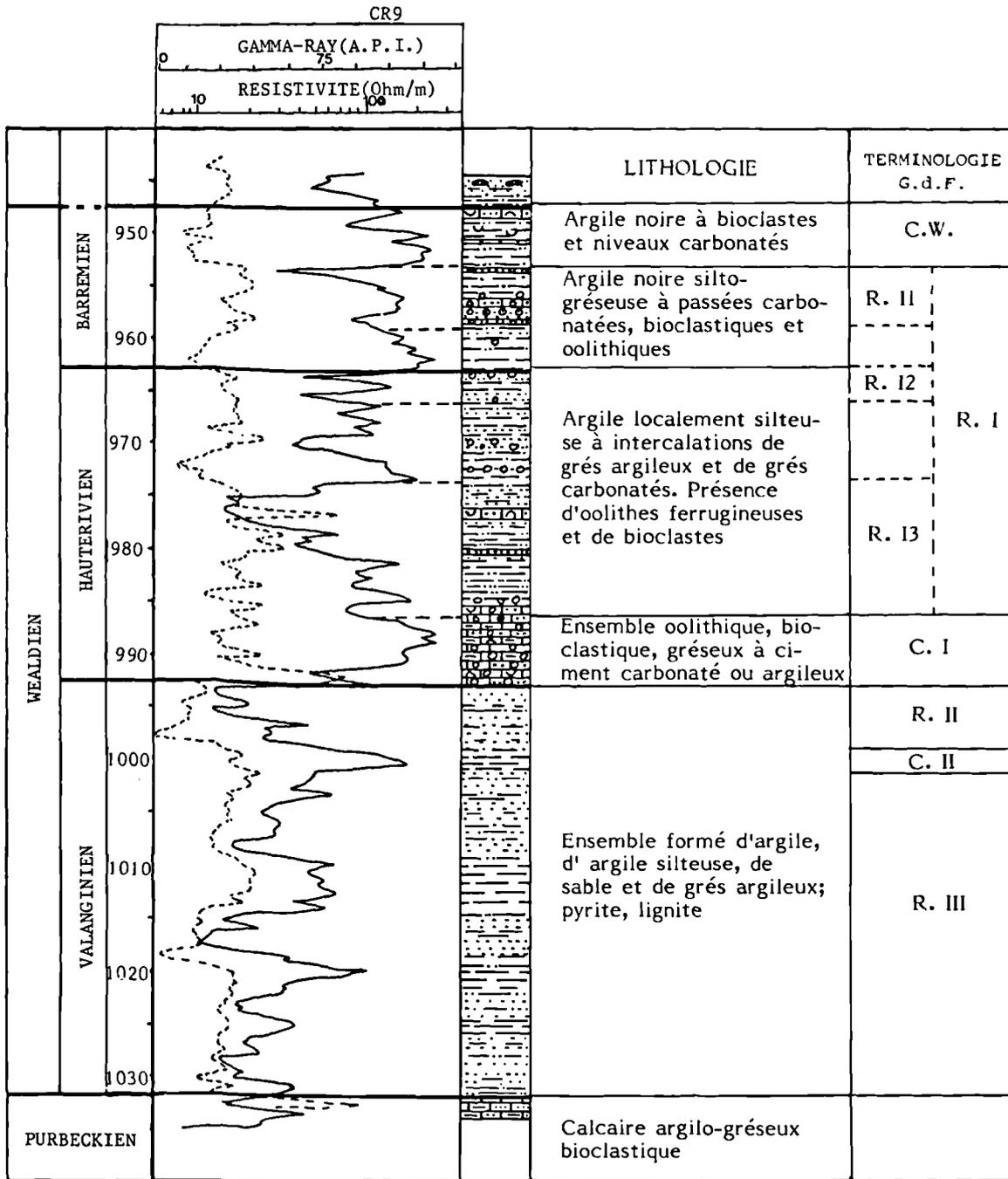


Fig. 2. — Stratigraphie résumée de la structure de Germigny-sous-Coulombs au puits CR 9.

Fig. 2. — Well CR 9: Summary of the stratigraphy in the Germigny-sous-Coulombs' area.

III. — ANALYSE DES MINÉRAUX ARGILEUX

Les résultats de l'analyse diffractométrique des argiles sont représentés sur la fig. 4, colonnes 8, 9, 10. L'analyse qualitative a révélé la présence des principaux minéraux suivants : kaolinite ; illite ; interstratifiés irréguliers à illite, smectite et/ou vermiculite représentés par convention par (10-14) ; interstratifiés irréguliers à chlorite, vermiculite, smectite ou (14-14) dans lesquels la vermiculite peut constituer 90 % des feuilletts ; smectite ; goéthite.

Les indices de cristallinité de l'illite et de la kaolinite correspondent à la largeur à mi-hauteur des pics sur l'essai glycolé. Ils sont exprimés en $1/10^{20}$.

1) Etude des cortèges argileux au puits CR 16.

Les niveaux échantillonnés présentent une argilosité très variée (de 15 à 100 %) (fig. 4 a). La possibilité pour les cortèges argileux d'être modifiés minéralogiquement selon les caractéristiques pétrophysiques de la roche dont est issue la fraction argileuse (Glass, Potter et Siever, 1956 ; Glass, 1958) nécessite de pro-

céder à l'analyse de la fraction argileuse en tenant compte de l'argilosité.

a) Variations globales dans la série wealdienne.

On distingue deux catégories d'échantillons (fig. 4 a) en fonction du volume d'argile :

— échantillons à argilosité élevée ou argileux (55 à 100 %) : 1, 5, 6, 2, 12, 14, 17 ;

— échantillons à argilosité faible ou sableux (30 à 15 %) : 9, 11, 16.

La kaolinite est le minéral dominant (65 % niveau 11 à 30 %, niveau 5) avec un taux moyen, \bar{V}_K , de 37,5 %.

L'illite et les interstratifiés (10-14) et (14-14) constituent le complément avec un taux moyen pour chacun d'eux égal à 28,5 %.

Les indices de cristallinité de l'illite sont, d'une manière générale, inférieurs à ceux de la kaolinite ($\sigma^* I = 3,9$ contre $\sigma^* K = 4,4$) et plus homogènes ($\sigma^* I = 0,40$, $\sigma^* K = 1,30$).

b) L'ensemble inférieur (Valanginien)

($R_{III} + C_{II} + R_{II}$ de G.D.F.).

Les niveaux argileux (17, 14, 13) et sableux (16, 11) présentent des associations minérales identiques, à l'exception du niveau 16 où les interstratifiés sont absents.

La kaolinite est étroitement dépendante de l'argilosité et lui est inversement proportionnelle. Son taux est constant dans les argiles ($\Delta V_K = 0 \%$; $\Delta V_A = 6 \%$) et varie dans les bancs sableux ($\Delta V_K = 15 \%$; $\Delta V_A = 11 \%$). La kaolinite est d'autant mieux cristallisée qu'elle est plus abondante (indice plus faible).

L'illite ne montre pas de comportement simple au regard de l'argilosité : les variations entre deux bancs argileux (13 et 14) peuvent être supérieures à la variation entre un de ces bancs argileux et un banc sableux (16). Dans les sables, l'illite diminue avec l'argilosité. La cristallinité de l'illite varie faiblement et sans comportement net selon V_A ou V_I .

Les interstratifiés sont plutôt plus abondants dans les bancs argileux. Leur absence dans le niveau 16 se fait au bénéfice simultané de la kaolinite et de l'illite. Ils semblent interférer, notamment les (14-14) davantage avec l'illite, plutôt qu'avec l'argilosité.

Augmentation de la kaolinite et amélioration de sa cristallinité, dans les bancs sableux, au détriment essentiellement des interstratifiés, sont les principales variations observées dans les cortèges argileux de l'ensemble inférieur.

c) L'ensemble supérieur (Hauterivien-Barrémien infér.)

($C_I + R_I + C_W$ de G.D.F.).

Les niveaux sableux (9) et les quatre niveaux argileux présentent des associations minéralogiques identiques (kaolinite, illite, interstratifiés).

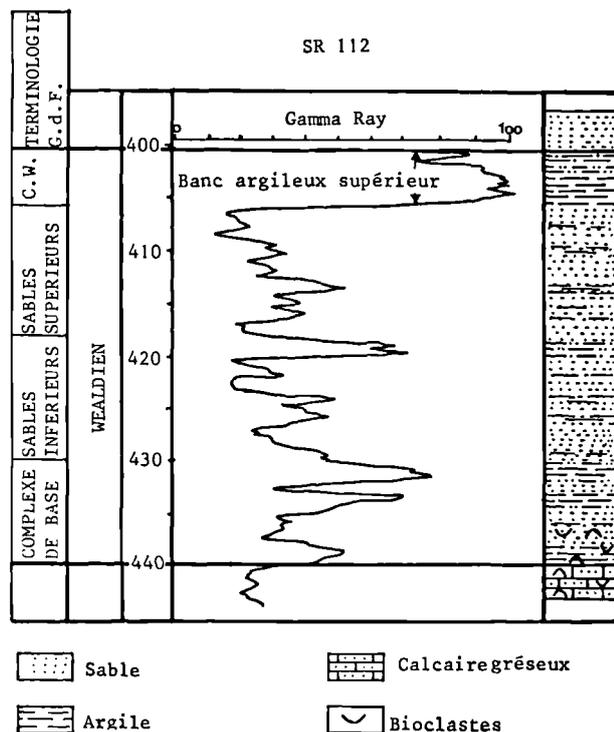


Fig. 3. — Le faciès wealdien sur le site de Gournay/Aronde (puits SR 112).

Fig. 3. — Well SR 112: The "wealdian facies" in the Gournay/Aronde' area.

La kaolinite est plus abondante dans le banc sableux mais varie au sein des bancs argileux, la cristallinité étant davantage liée à l'argilosité, plutôt qu'au taux de kaolinite.

L'illite est plus abondante dans les niveaux argileux mais ne suit pas l'évolution de l'argilosité au sein de ceux-ci.

Les interstratifiés sont indépendants de l'argilosité.

Les variations générales sont faibles : augmentation de la kaolinite, et amélioration de sa cristallinité, au détriment de l'illite surtout, dans le banc sableux.

d) *Résumé des variations des cortèges argileux.*

On distingue :

— des variations générales, valables pour toute la série wealdienne, qui se traduisent par une augmentation de la kaolinite, accompagnée d'une amélioration de sa cristallinité synchrone de la diminution de l'argilosité ;

— des variations propres à chacun des ensembles. Ainsi, dans l'ensemble inférieur, on observe l'interférence de la kaolinite avec les interstratifiés plutôt qu'avec l'illite au regard de l'argilosité.

L'augmentation de la kaolinite pourrait être le résultat d'une néoformation de diagenèse. Il s'agirait alors d'une authigénie post-sédimentaire dans des sédiments perméables soumis au parcours d'eaux acides (Millot, 1964). Ceci a été décrit au cours de l'étude de séries détritiques par Glass, Potter et Siever (1956) et Glass (1958) qui ont étudié les séries alternantes grès-shales dans les sédiments du Pennsylvanien du Sud de l'Illinois. Ainsi, les grès accusent une composition en minéraux argileux différente de celle des shales ; il y a alors plus de kaolinite, moins d'illite et de chlorite et moins d'interstratifiés.

Les travaux de Smoot (1960 a et b) et Smoot et Narain (1960) sur des grès et des shales du Mississippien de l'Illinois aboutissent aux mêmes observations.

Il sera nécessaire de confirmer ou d'infirmer cette interprétation par la recherche au microscope électronique à balayage de kaolinites en éventail ou en accordéon (Gamer mann, 1979).

Les tableaux Ia et Ib montrent, sur les moyennes, que ce phénomène est atténué dans l'ensemble supérieur. Cependant, le faible nombre de valeurs utilisées favorise la participation du niveau 11 dans le résultat final. Deux hypothèses peuvent être envisagées :

— soit le niveau 11 est pris en compte ; dans ce cas, les variations de la kaolinite et des interstratifiés en fonction de l'argilosité sont très fortes dans l'ensemble inférieur ;

— soit le niveau 11 est considéré comme aberrant et, dans ce cas, l'amplitude des variations est comparable pour la totalité de la série wealdienne. Néanmoins,

la relation taux d'argile - taux de kaolinite est plus systématique dans l'ensemble inférieur.

2) **Comparaison du puits CR 16 avec les autres puits de Germigny-sous-Coulombs et le site de Gournay/Aronde.**

a) *Germigny-sous-Coulombs.*

L'évolution horizontale des cortèges argileux vers le NW (puits CR 3, CR 15 et CR 7) et vers le NE (puits CR 2) ne montre pas de variations qualitatives fondamentales (fig. 4 b, c, d, e). En ces puits, on retrouve l'association classique observée au CR 16 : illite, interstratifiés (10-14) et (14-14) et kaolinite. L'évolution spatiale des abondances de ces minéraux a été étudiée de la façon suivante :

— étude des bancs argileux uniquement afin de minorer, voire d'éliminer le facteur néoformation ;

la	Bancs argileux (17, 14, 13)	Banc sableux (16, 11)
\bar{v}_K	40 %	57,5 %
\bar{v}_I	30 %	30 %
\bar{K}^*	4,80	3,05
\bar{I}^*	3,75	4
+ (10-14) + (14-14)	30 %	10 %

Ib	Bancs argileux (2, 6, 5, 1)	Banc sableux (9)
\bar{v}_K	36 %	45 %
\bar{v}_I	29 %	20 %
\bar{K}^*	5,10	3,10
\bar{I}^*	3,75	4,80
+ (10-14) + (14-14)	35 %	35 %

Tableau I. — Composition moyenne de la fraction argileuse (< 2 μm) au puits CR 16.

Ia : Ensemble inférieur ($R_{III} + C_{II} + R_{II}$ de G.D.F.).

Ib : Ensemble supérieur ($C_I + R_I + C.W.$ de G.D.F.).

Table I. — Well CR 16 : Mean composition of the clayey minerals assemblies.

Ia : Lower zone ($R_{III} + C_{II} + R_{II}$ from G.D.F.).

Ib : Upper zone ($C_I + R_I + C.W.$ from G.D.F.).

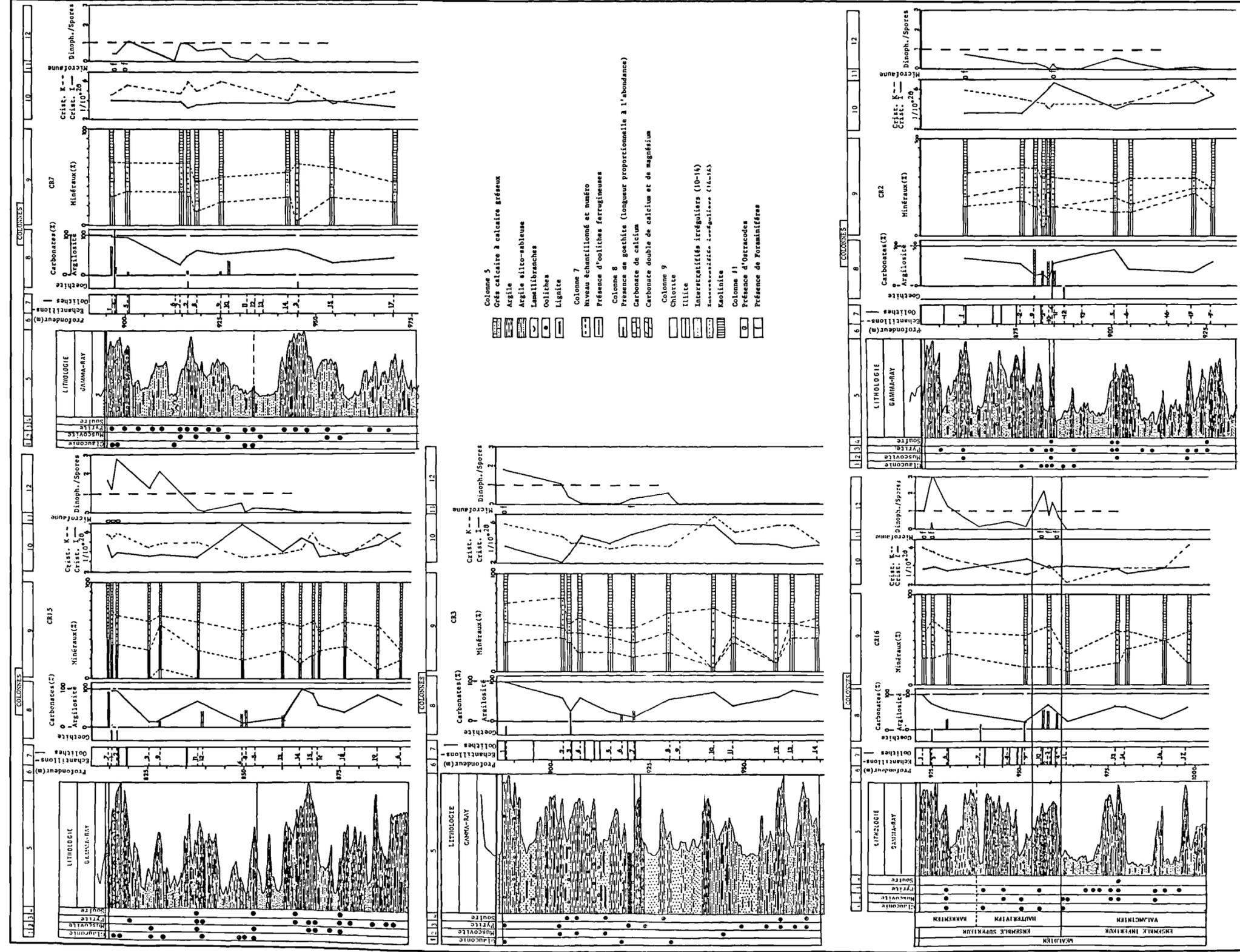


Fig. 4. — Analyses lithostratigraphiques, minéralogiques et paléontologiques aux puits CR 16 (a), CR 2 (b), CR 3 (c), CR 7 (d) et CR 15 (e).

Fig. 4. — Lithostratigraphical, mineralogical and paleontological analysis. Wells: CR 16 (a), CR 2 (b), CR 3 (c), CR 7 (d), CR 15 (e).

- calcul de taux moyens de la kaolinite ;
- calcul de valeurs moyennes du rapport illite/interstratifiés ;
- calcul de l'indice de cristallinité moyen de l'illite.

Les résultats sont indiqués sur le tableau II qui comporte les variations horizontales des paramètres définis précédemment calculés sur l'ensemble du faciès wealdien en chaque puits.

On observe une augmentation de la kaolinite, une diminution du rapport illite/interstratifiés et une dégradation de la cristallinité de l'illite du CR 16 vers les puits CR 7 et CR 2, c'est-à-dire selon une direction parallèle à l'axe d'allongement de l'anticlinal.

b) Gournay/Aronde.

Seul le banc argileux supérieur (C.W. de G.D.F.) (fig. 3) ayant été échantillonné, les comparaisons sont faites avec son équivalent diagraphique de Germigny-sous-Coulombs. Les résultats moyens obtenus en chaque puits au niveau du banc argileux supérieur sont rassemblés dans le tableau III. Les moyennes par structure soulignent des similitudes : les espèces minérales présentes ; le taux moyen de kaolinite ; mais aussi des divergences : l'illite est plus abondante et sensiblement mieux cristallisée ; les interstratifiés présentent une plus grande variabilité et sont moins abondants, ce qui se traduit par un rapport illite/interstratifiés plus élevé.

3) Conclusion.

Les variations du rapport illite/interstratifiés, de l'abondance de la kaolinite et de l'indice de cristallinité de l'illite ont déjà été observées par Smoot (1960) dans l'évolution horizontale des minéraux argileux de "Cinq époques des séries de Chester" dans le Mississippien de l'Illinois. Il a mis en évidence la gradation,

CR 7			CR 15			CR 3			CR 16			CR 2		
\bar{v}_k	Nmer.	\bar{I}												
42,5	0,80	3,85	42	1,1	4,50	40	0,90	4,25	38	1	3,75	40	0,95	4,30

— Kaolinite
 -- Illite/Interstratifiés
 ... Cristallinité de l'illite

Tableau II. — Evolution horizontale des cortèges argileux sur le site de Germigny-sous-Coulombs.

Table II. — Horizontal evolution of the clayey minerals assemblies in the Germigny-sous-Coulombs' area.

de la rive vers le large, en milieu deltaïque de zones à "High kaolinite" puis à "Low kaolinite", à "Mixed layers" et, enfin, à "Illite". Il interprète cette répartition en faisant intervenir des vitesses différentielles de sédimentation et des conditions de milieu : « les minéraux altérés, qui se déposent lentement, émigrent au loin et sont transformés par recristallisation en illite, qui est le minéral bien cristallisé qu'on trouve au large. Au contraire, la kaolinite, en gros cristaux, se dépose près des côtes avec les sables, où d'ailleurs elle ne pourra que croître par diagenèse ».

Sur le site de Germigny-sous-Coulombs, nous retrouvons ainsi une diminution des influences marines du SE vers le NW.

La vérification dans les séries wealdiennes de Germigny-sous-Coulombs du modèle de Smoot est corroborée par l'évolution des indices de cristallinité de l'illite (* I) (tableau II). Ceux-ci diminuent du NW vers le SE, ce qui correspond à une amélioration de la cristallinité de l'illite lorsqu'elle se dépose en milieu marin (Millot, 1964).

A l'évolution spatiale du milieu de sédimentation s'ajouterait une évolution verticale dans l'hypothèse de la néoformation de kaolinite avec un ensemble inférieur (Valanginien) à dépôts en milieu continental dont l'acidité du milieu expliquerait l'augmentation plus importante de la kaolinite dans les sables par rapport à un ensemble supérieur (Hauterivien - Barrémien inférieur) à dépôts en milieu marin, moins acide.

On est ainsi conduit à envisager une ligne de rivage perpendiculaire à l'axe d'allongement de l'anticlinal avec

	SR 180	SR 141	SR 115	SR 121	SR 122	SR 181	MOYENNES
\bar{v}_k	40	35	35	35	40	37,5	31
\bar{v}_i	35	35	45	42,5	40	37,5	40
\bar{v}_{inter}	25	20	20	22,5	20	25	22
\bar{I}	3,4	3,9	3,6	3,45	3,9	3,7	3,65
\bar{I}/\bar{v}_{inter}	1,40	1,75	2,25	1,90	2	1,51	1,80

	CR 7	CR 15	CR 16	MOYENNES
\bar{v}_k	35	30	35	33
\bar{v}_i	32,5	35	30	32,5
\bar{v}_{inter}	32,5	32,5	35	32,5
\bar{I}	4	4	3,8	3,95
\bar{I}/\bar{v}_{inter}	1	1,1	0,9	1

Tableau III. — Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 μ m) en chaque puits dans le banc argileux supérieur du faciès wealdien des sites de Germigny-sous-Coulombs (puits CR x) et de Gournay/Aronde (puits SR x), (C. W. de G.D.F.).

Table III. — Composition of the clayey minerals assemblies in the upper shaly beds of the "wealdian facies" in the Germigny-sous-Coulombs (Well CR x) and Gournay/Aronde (Well SR x) areas.

des apports détritiques provenant d'un continent situé au Nord-Ouest.

La polarité observée à Germigny-sous-Coulombs ne peut être prolongée de manière continue et simple à Gournay/Aronde (rapport illite/interstratifiés toujours plus élevé et présentant une grande variabilité).

IV. — ANALYSE MICROPALÉONTOLOGIQUE

1) La microfaune.

La recherche de microfaune a livré des Ostracodes, des Foraminifères et de petits Lamellibranches. Les niveaux ayant donné un résultat positif sont indiqués sur la fig. 4, colonnes 5 et 11.

a) Les Foraminifères.

Plusieurs familles de Foraminifères sont présentes. Ce sont essentiellement des Lagénidés (60 à 80 %) avec le genre *Nodosaria* en particulier, des Lituolidés (10 %); les Valvulinidés et les Buliminidés constituent le complément.

b) Les Ostracodes.

Les formes les plus communes sont (détermination J.P. Colin): *Ascyocythere* sp.; *Schuleridea* sp.; *Parasternbergella* sp.; *Metacytheropteron* sp.

2) La microflore.

La microflore est variée, abondante et bien conservée. Parmi les nombreuses formes observées, seules les plus communes et les plus intéressantes sur le plan biostratigraphique ont été déterminées (R. Coquel) précisément. Citons: *Gleicheniidites senonicus* Ross; *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger; *Pilosisporites trichopapillosus* (Thiergart); *Cicatricosisporites* sp. qui, avec *Plicatella*, est la première véritable cicatricosée, caractéristique du Wealdien et d'un bon intérêt stratigraphique; ce sont des Mégaspores: *Triletes marginatus* Dykstra (éch. 3-6); *Triletes reticuliferus* Dykstra; *Triletes carbunculus* Dykstra (éch. 15-5); et des Dinophycées (0-77 %): *Gonyaulax* sp.; *Odontochitina* sp.; *Oligosphaeridium* sp.; *Endoceratum* sp.

On est en présence d'une association classique du Crétacé inférieur d'Europe occidentale avec la présence prépondérante de spores trilètes provenant de Ptéridophytes. Dans cette association, les pollens dissacates sont peu représentés; les Dinophycées sont en abondance variable.

Un comptage a été réalisé en considérant trois familles d'individus:

- les microspores (*sensu lato*),
- les pollens dissacates,
- les Dinophycées.

Les résultats, exprimés sous la forme du rapport Dinophycées/Spores, sont reportés sur la figure 2, colonne 12.

3) Conclusion.

Les faunes ne correspondent pas à un environnement typiquement wealdien (J.P. Colin, correspondance manuscrite), avec des faunes non marines telles qu'elles sont connues dans le Weald de Grande-Bretagne (Anderson, 1939, 1940, 1955, 1958), mais à un milieu marin de bordure.

De plus, la présence de Textularidés, de Globigérinidés dans le niveau 10, puits CR 16, et d'Ostracodes (*Protocythere*? ou *Cythereis*? selon S. Crasquin-Soleau) dans ce même échantillon ainsi que dans le banc argileux supérieur du puits SR 115 amènent à envisager, localement, un environnement marin franc.

L'ensemble des observations concernant les répartitions verticales et horizontales de la microfaune et de la microflore permet d'envisager l'environnement qui a présidé aux dépôts wealdiens.

Au puits CR 16, au Valanginien (ensemble inférieur), la série wealdienne débute par des dépôts continentaux marqués par l'abondance relative des spores dans les niveaux 18 à 11 (fig. 4 a, colonne 12). A l'Hauterivien (ensemble supérieur), l'installation d'un milieu marin peu profond influencé par la proximité du continent est révélée par la présence d'Ostracodes et par l'abondance relative des Dinophycées [exclusivement marines au Crétacé inférieur (Châteauneuf et Reyre, 1974)], dans les niveaux 4, 3, 2.

Une mer plus profonde, ou tout au moins une tranche d'eau marine plus importante ayant un effet tampon au regard des influences continentales, lui succède avec apparition d'Ostracodes et de Foraminifères benthiques caractéristiques d'un milieu marin franc dans le niveau 10. Une régression s'amorce (niveaux 9, 8, 7) accompagnée d'une diminution du rapport Dinophycées/microspores, sans toutefois, signifier une continentalisation totale, comparable à celle de la base de la série. La permanence de l'influence marine est attestée par l'abondance non négligeable du phytoplancton ainsi que par l'intercalation de bancs contenant des Lamellibranches.

Au Barrémien inférieur, une nouvelle transgression est soulignée par la présence d'Ostracodes et par l'augmentation du rapport Dinophycées/microspores dans les niveaux 6, 5 et 1 (banc argileux supérieur). Cependant, les associations faunistiques indiquent une mer de bordure, peu profonde, comparable à l'épisode marin correspondant aux niveaux 4 et 5.

L'évolution horizontale des résultats micropaléontologiques sur le site de Germigny-sous-Coulombs montre que :

— l'épisode marin franc n'existe qu'au Sud-Est de la structure (puits CR 16) ;

— le premier épisode marin de bordure disparaît progressivement du Sud-Est (puits CR 16 et CR 2) vers le Nord-Ouest (puits CR 7) ;

— le deuxième épisode marin de bordure (banc argileux supérieur) est généralisé et affecte la totalité de la zone étudiée.

L'équivalent diagraphique de ce dernier épisode marin, sur le site de Gournay/Aronde, a livré une faune d'Ostracodes identique à l'exception du SR 115 qui présente une faune plus profonde.

V. — AUTRES ANALYSES

1) Dosage des carbonates.

L'analyse calcimétrique correspond à la roche totale. Les résultats sont reportés sur la fig. 4, colonne 8. D'une manière générale, les niveaux argileux et argilo-sableux ne sont pas carbonatés. Les carbonates mis en évidence proviennent essentiellement des bioclastes ou constituent le ciment de rares bancs métriques de grès. Ils n'apparaissent qu'à l'Hauterivien.

2) Minéraux accessoires - Eléments figurés.

Les analyses macroscopiques et microscopiques, à l'appui des rapports de forages rédigés par l'I.F.P., ont permis de mettre en évidence la présence locale de minéraux et d'éléments accessoires. La localisation de ceux-ci est reportée sur la fig. 4, colonnes 1, 2, 3, 4, 7 : la "glauconie", ou phyllosilicate vert de Odin (1968), l'analyse spécifique par diffractométrie de rayons X montrant une raie principale à 7 Å ; la muscovite ; la pyrite qui se présente en cristaux millimétriques à centimétriques et localement sous forme de framboïdes ; le soufre ; les oolites ferrugineuses dont l'analyse spécifique par diffractométrie de rayons X a mis en évidence la présence de goethite (95 %), d'hématite (4-5 %) et de quartz (traces).

3) Conclusion.

Le dosage des carbonates, ainsi que la mise en évidence de minéraux accessoires et d'éléments figurés particuliers permettent de distinguer les deux ensembles constitutifs de la série wealdienne sur le site de Germigny-sous-Coulombs. Ils sont définis de la manière suivante au puits CR 16 (fig. 4 a) :

— un ensemble inférieur (Valanginien) (niveaux 18 à 11) argilo-sableux, à pyrite, muscovite et soufre fréquents ;

— un ensemble supérieur (Hauterivien-Barrémien inférieur) (niveaux 4, 3, 2, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 1) argileux à argilo-sableux, à passées carbonatées ; pyrite et muscovite sont rares ; les oolites ferrugineuses fréquentes.

Les diagraphies électriques de radioactivité naturelle et de résistivité combinées avec ces résultats ponctuels ont été utilisées pour rechercher des équivalents de ces deux ensembles aux puits CR 2, CR 3, CR 7 et CR 15 (fig. 4 b, c, d, e).

Les milieux de sédimentation définis par l'analyse micropaléontologique, parallélisés avec les ensembles inférieur et supérieur, peuvent être précisés par les modes d'expression du fer :

— la présence de la pyrite, abondante dans l'ensemble inférieur considéré comme continental, traduit bien l'existence d'un milieu confiné réducteur ;

— la diminution de la pyrite, l'apparition d'oolithes, d'une part et la présence de goethite, d'autre part dans l'ensemble supérieur, indiquent un milieu littoral, agité et plus oxydant (Millot, 1964), du type hauts-fonds sableux et zone de déferlement (Odin et Giresse, 1973) dans un système deltaïque, milieu favorable à la formation de phyllosilicates verts (berthiérine) (Klein, 1973).

VI. — RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Les résultats de l'analyse minéralogique des argiles (fraction $< 2 \mu\text{m}$) et de l'analyse lithostratigraphique sont à rapprocher du "faciès sidérolitique", reconnu à diverses périodes dont le Crétacé inférieur sur les trois continents environnants (Millot, 1964), faciès "habituellement" caractérisé "par les minerais de fer en grains ou pisolithes (Fleury, 1909), mélangés à des argiles dans lesquelles la kaolinite et la goethite règnent" (Millot, 1964). Ces résultats, ajoutés à ceux de l'analyse micropaléontologique, mettent en évidence des modifications spatio-temporelles du contexte sédimentaire sur le site de Germigny-sous-Coulombs (fig. 5) :

— au Valanginien (niveau 1), l'environnement est continental ;

— à la base de l'Hauterivien (niveau 2), l'environnement est marin avec diminution de son influence du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Cette polarité est bien soulignée par les limites inférieures d'apparition des horizons à oolites ferrugineuses et à Lamellibranches ; un milieu sédimentaire de type intermédiaire (niveau 3) lui succède, à caractère marin dominant au Sud et continental au Nord-Ouest ;

— au Barrémien inférieur (niveau 4), l'environnement est de nouveau marin mais homogène et continu à l'échelle de la zone étudiée.

Dans la mesure où le banc argileux supérieur de Gournay/Aronde est l'équivalent chronostratigraphique de son homologue de Germigny-sous-Coulombs du Barrémien inférieur, les résultats de la microfaune et des argiles indiquent une complexité plus grande de la paléogéographie et/ou des mécanismes sédimentaires.

. Une reconstitution paléogéographique globale est proposée.

A la fin du Jurassique (fig. 6) (phase d'émersion purbeckienne), le Bassin de Paris apparaît comme un diverticule d'un système de zones plus ou moins déprimées (Megnier, 1980), entouré de massifs émergés en voie d'aplanissement, recouverts, au moins localement, d'un manteau d'altération latéritique (Vatan, 1938).

Au Crétacé inférieur, sous les effets conjoints de la tectonique et du climat, la sédimentation va se trouver modifiée (Allen, 1975) :

— les événements tectoniques des phases cimmériennes tardives vont entraîner des rajeunissements des massifs périphériques émergés (Sladen, 1984) ;

— le climat tropical du Jurassique passe à un climat de type zonal (classification de Aubert et Duchaufourt, 1956). Il reste chaud mais à saisons contrastées avec une saison de forte humidité, brève, et une saison sèche et longue (Chamley, 1979).

La conjonction des effets tectoniques et climatiques va se traduire par :

— une sédimentation essentiellement détritique ;

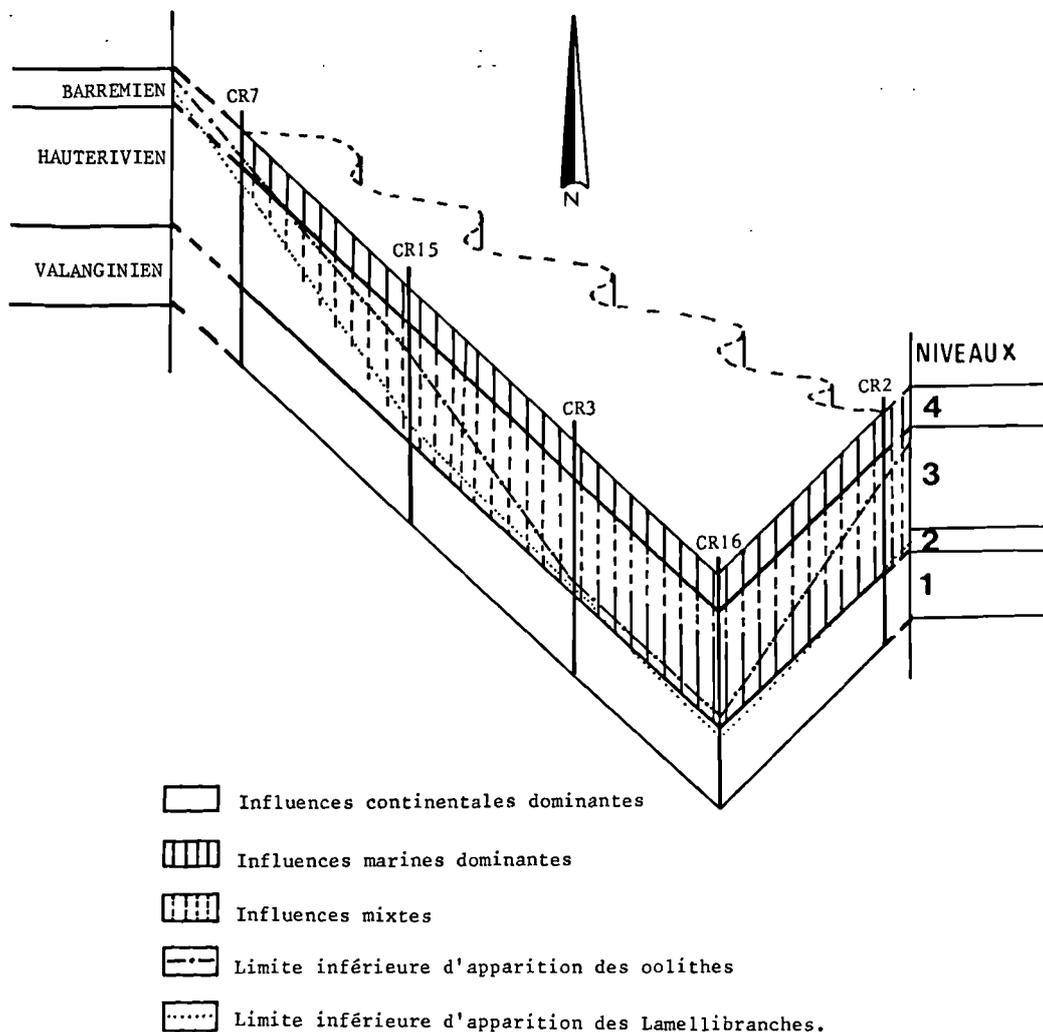


Fig. 5. — Evolution schématique des contextes sédimentaires sur le site de Germigny-sous-Coulombs.

Fig. 5. — Schematical evolution of the sedimentary environments in the Germigny-sous-Coulombs' area.

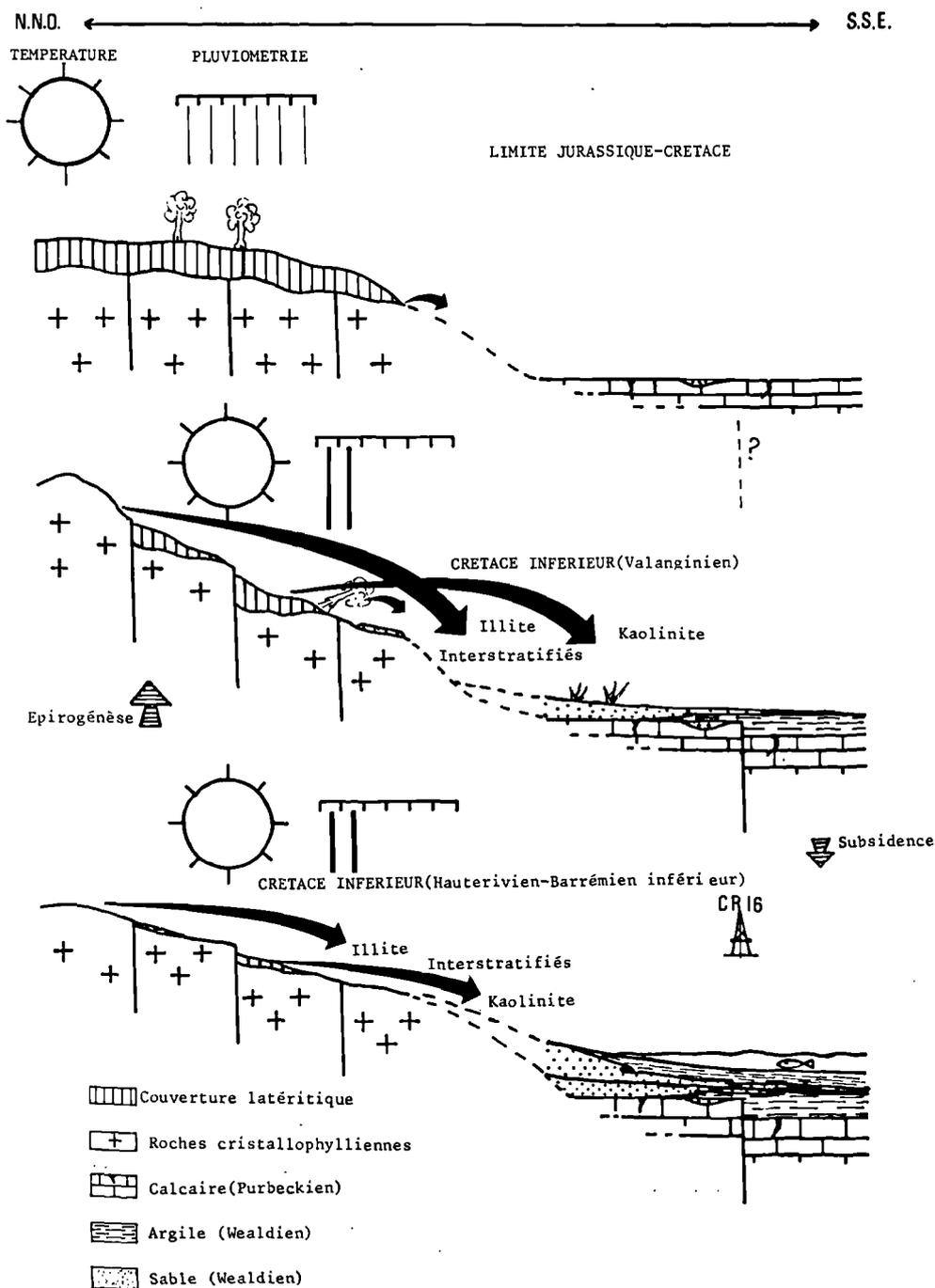


Fig. 6. — Evolution schématique des apports détritiques de la limite Jurassique-Crétacé au Barrémien inférieur sur le site de Germigny-sous-Coulombs.

Fig. 6. — Schematical evolution of the clastic deposits from the Upper Jurassic to the Lower Barremian in the Germigny-sous-Coulombs' area.

— la mobilisation et le transport vers le bassin de sédimentation de la couverture kaolinique, et du fer préalablement mis en réserve (goéthite);

— le mélange d'espèces minérales issues de sols évolués (kaolinite) et d'altérations plus modérées sous un climat moins hydrolysant des roches cristallophylliennes mises à nu (illite, interstratifiés).

La kaolinite et le fer ont probablement une double origine :

— d'une part, ils proviennent de la couverture latéritique; ce sont la kaolinite et le fer "jurassiques";

— d'autre part, ils résultent de l'altération des roches cristallophylliennes sous un climat zonal qui conduit aux "sols ferrugineux de climat chaud" (Milot, 1964); ce sont la kaolinite et le fer "crétaciques"

Pendant cette période, l'expansion saccadée du plancher océanique de l'Atlantique Nord (Ziegler, 1978) entraîne des transgressions marines rapides et de grande extension sur un pays sans relief (Mathieu, 1963), qui atteindraient épisodiquement le site de Germigny-sous-Coulombs dans sa partie Sud-orientale.

VII. — ANALYSE SEQUENTIELLE SUCCINCTE

Les analyses séquentielles sont basées sur l'observation des séries détritiques dont le faciès reflète l'énergie de dépôt qui a conditionné la répartition granulométrique (les argiles étant considérées comme une fraction granulométrique).

Dans les formations argilo-sableuses, les diagraphies de radioactivité naturelle, de potentiel spontané, de résistivité, notamment, peuvent être reliées au pourcentage d'argile et à la granulométrie.

Ainsi, de l'observation des réponses diagraphiques et de l'évolution de celles-ci, on pourra en déduire l'énergie d'un dépôt.

La forme des courbes (fig. 7 a), l'allure des contacts inférieurs et supérieurs des électrobanes ont permis d'établir une classification des électroséquences (Shell Pecten U.S.A., 1956-57), auxquelles on peut faire correspondre des milieux de dépôt (Pirson, 1970-77) (fig. 7 b).

L'analyse électroséquentielle combinée à l'analyse des faciès permettra de préciser, en un lieu donné, les variations verticales des modalités de la sédimentation.

1) Analyse des séquences 1 à 8.

a) *Electroséquences de 1 à 7.*

Sept électroséquences en cylindre (fig. 7 c) se succèdent :

— trois électroséquences en cylindre négatif dentelé, "Sand thickening up" (2, 4, 6), sableuses;

— quatre électroséquences en cylindre positif (1, 3, 5, 7), argileuses.

De plus, elles se caractérisent par des contacts inférieurs et supérieurs abrupts et l'on observe, d'une part, que le rapport "Sand/Shale" est supérieur à 1 et, d'autre part, que la résistivité moyenne des passées sableuses augmente légèrement entre 2, 4 et 6.

b) *Electroséquence 8.*

Elle est constituée de trois électroséquences (fig. 7 c) élémentaires :

— une électroséquence en cylindre positif (8 a), argileuse;

— une électroséquence en cylindre négatif (8 b_{1, 2}), sableuse.

La pendagemétrie indique une distribution azimutale bimodale (1), modérément dispersée et, en particulier, (a), un allongement Nord-Ouest-Sud-Est correspondant au sens du courant d'apport bien visible sur la séquence 6 et à la base de 8 b₁. Le méandre s'installe au sommet de 8 b₁ et en 8 b₂ avec déplacement vers le NE (a) bien marqué par le pendage des laminations typique d'une barre de méandres.

c) *Analyse faciologique.*

Cette analyse est fondée sur l'observation directe des échantillons de forage. Les sables sont exempts d'argile (2, 4, 6) ou légèrement argileux et ligniteux (8 b). La granulométrie moyenne augmente des séquences 2 et 4 (fin à moyen) à la séquence 6 (moyen à grossier). Les argiles, à lamines silteuses, renferment du lignite et de la pyrite. Seules les séquences 1 et 8 a sont bioturbées. Dans cette dernière, les débris végétaux sont organisés en fines couches charbonneuses. Le contact entre 8 a et 8 b est marqué par des surfaces de glissement et des galets mous argileux.

d) *Interprétation des données issues de l'analyse électroséquentielle et de l'examen des faciès.*

De bas en haut, on passe progressivement (Russel, 1954) d'un réseau fluvial en tresse progradant (électroséquences 1 à 7) à un système fluvial méandrique (électroséquence 8) avec la présence de galets de base de chenaux distributaires de direction Nord-Ouest-Sud-Est, à caractère rétrograde par rapport au précédent; la transition est marquée par un envasement (8 a).

La diminution de la dynamique fluviale correspond à une diminution de la charge et/ou du débit (Coleman, 1969) et/ou de la pente (Leopold et Wolman, 1957) consécutif(s) à un aplanissement des reliefs amonts et/ou à un comblement du bassin de sédimentation.

Le puits CR 16 passe ainsi d'une "situation amont" à une "situation aval", ce qui traduit un mécanisme

annonciateur de la transgression hauterivienne qui est précédée par les dépôts de la séquence 8₂ caractérisés par la présence de bioturbations dans un sable fin bio-clastique dans lequel s'intercale un niveau de sables grossiers à moyens à galets d'argile carbonatée.

2) Analyse des séquences 9 et 10.

a) *Electroséquences 9 et 10.*

L'électroséquence 9 est une électroséquence négative d'ordre supérieur dans laquelle s'inscrit une suc-

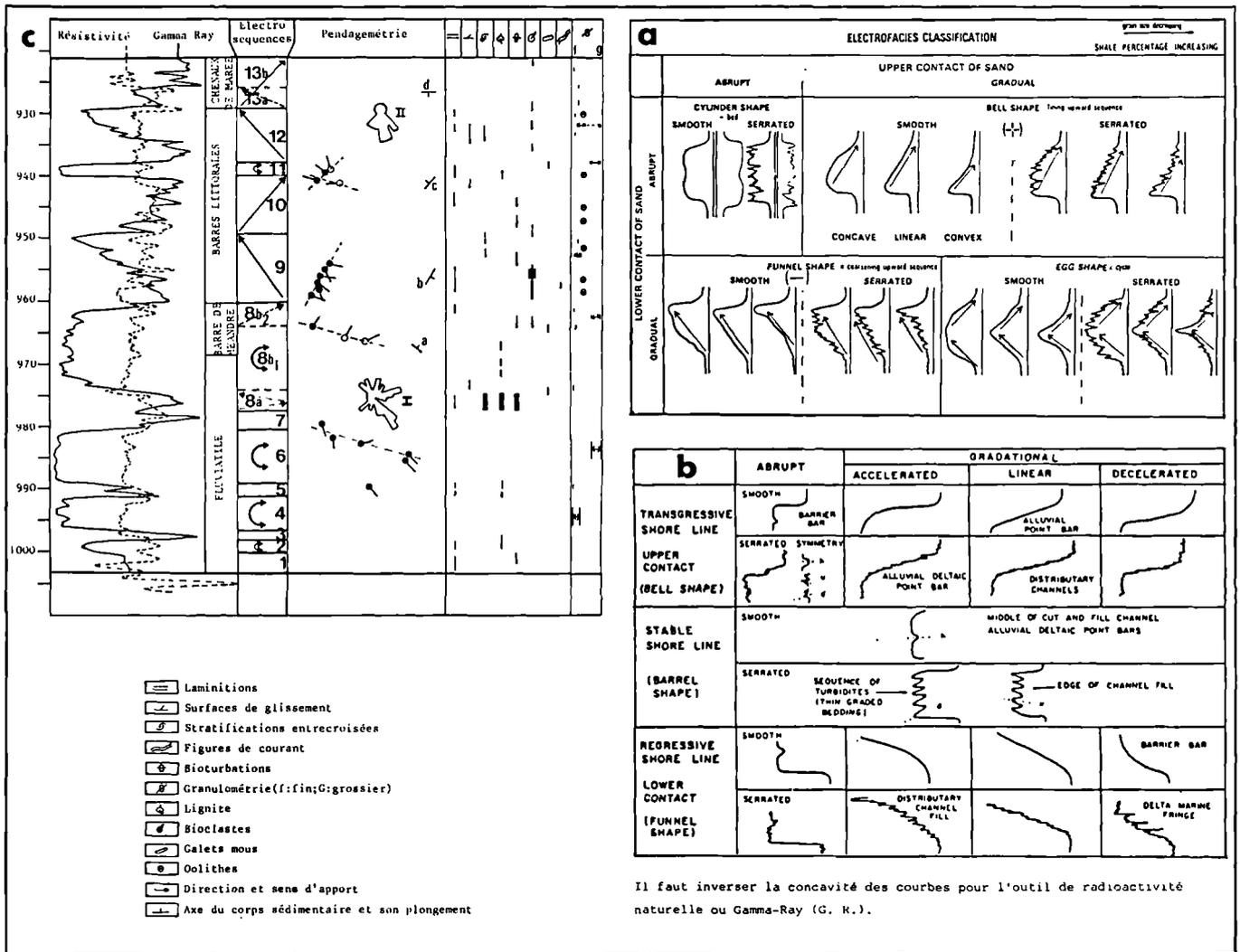


Fig. 7. — Analyse séquentielle du puits CR 16.

a: Classification des électrofaciès d'après la forme des courbes de potentiel spontané (in Serra, 1985).

b: Classification des formes de courbe de potentiel spontané en termes de modèles sédimentaires (in Serra, 1985).

c: Puits CR 16.

Fig. 7. — Well CR 16: Sequential analysis.

a: Classification of the electrofacies according to the shape of the Spontaneous Potential curves (S.P.) (in Serra, 1985).

b: Classification of the shapes of the Spontaneous Potential curves in terms of sedimentary models (in Serra, 1985).

c: Well CR 16.

cession de microséquences négatives. L'ensemble formé par la séquence 9 et la séquence 10 (fig. 7 c), positive, dentelée, constitue une courbe caractéristique "en œuf". La pendagemétrie (b) indique une direction d'allongement NE-SW.

b) *Analyse faciologique.*

La séquence 9, granocroissante, présente des argiles à laminations silteuses, figures de courant, bioturbations et des sables fins à moyens à stratifications entrecroisées. Les Lamellibranches et les oolithes ferrugineuses sont abondants.

La séquence 10, granodécroissante, est constituée d'argiles à oolithes ferrugineuses, débris végétaux abondants, bioturbations, bioclastes à la base et laminations au sommet.

c) *Interprétation des données issues de l'analyse électroséquentielle et de l'examen des faciès.*

L'association d'une séquence négative et d'une séquence positive, courbe "en œuf", correspond à une mésoséquence régressive. On passe progressivement d'un environnement marin à un environnement littoral par progradation d'un delta. La séquence 9 peut être parallélisée avec la séquence observée par Scruton (1960) dans le delta du Mississippi (fig. 8). On est en présence d'une barre littorale orientée NE-SW, le puits CR 16 se trouvant sur le versant Est.

3) *Analyse des séquences 11 à 13.*

a) *Electroséquences de 11 à 13.*

On retrouve une mésoséquence "en œuf" résultant de la succession de l'électroséquence négative (12) et d'une séquence globalement positive (13) à contact inférieur abrupt. Une séquence en cylindre négatif (11) s'intercale entre les deux mésoséquences (fig. 7 c).

La pendagemétrie à distribution azimutale unimodale (II) moyennement dispersée résulte d'un traitement dit "CLUSTER" dont la définition verticale moyenne est d'un point par mètre. La faible épaisseur de chaque séquence empêche alors toute interprétation fine. Il apparaît globalement un allongement NE-SW (c) évoluant E-W (d).

b) *Analyse faciologique.*

La séquence 11 correspond à un sable à laminations rares, débris végétaux et galets argileux carbonatés. L'analyse granulométrique a mis en évidence une distribution bimodale (mode 1 sur 125 μm à 18 % et mode 2 sur 315 μm à 18 %), traduisant un remaniement.

La séquence 12, granocroissante, renferme des Lamellibranches à sa base argileuse et passe progressivement à un sable oolithique par l'intermédiaire d'argile silteuse à stratifications entrecroisées, lamina-

tions et surfaces de glissement fréquentes. Le passage à la séquence 13, argileuse, bioclastique au sommet (Gastéropodes, petits Lamellibranches), est marqué par un banc gréseux à ciment calcaire.

c) *Interprétation des données issues de l'analyse électroséquentielle et de l'examen des faciès.*

Les séquences 11 et 12 s'interprètent en terme de barre littorale, développée parallèlement à la côte résultant du remaniement par la mer des sables préalablement déposés par le delta. Le puits CR 16 se trouve sur le versant Ouest.

La séquence 13 correspond à des dépôts de type marais maritime entrecoupé de chenaux de marée traquant un retour à des conditions plus littorales.

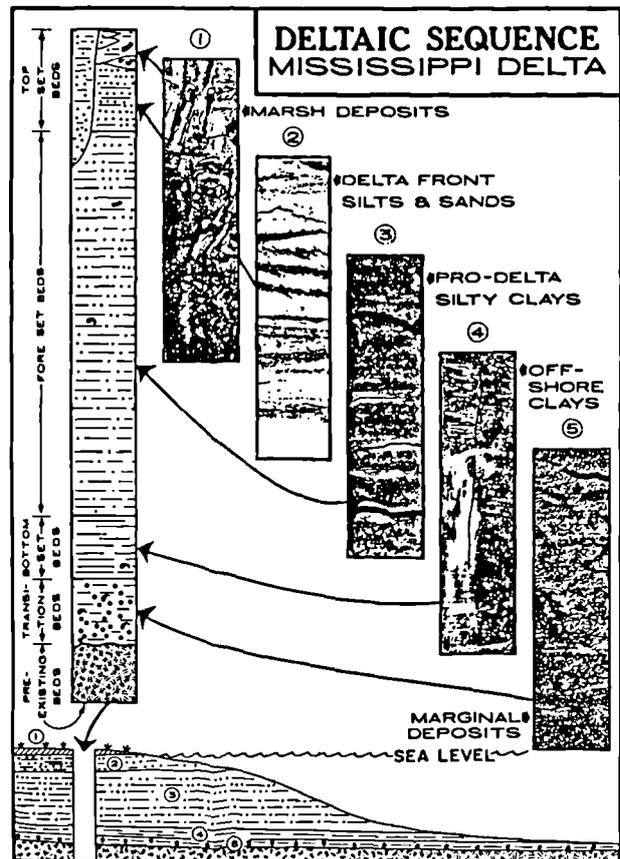


Fig. 8. — Séquence verticale dans le delta du Mississippi (d'après Scruton, 1960).

Fig. 8. — Vertical sequence in the Mississippi delta (from Scruton, 1960).

4) Conclusion.

En résumé, la reconnaissance des modalités de la sédimentation au Nord (région de Gournay/Aronde) et à l'Est (région de Germigny-sous-Coulombs) de Paris permet de prolonger et de préciser vers le Nord, les observations de Mathieu (1963) définies à Châteaurenard (fig. 9); ce dernier auteur note une évolution des faciès vers l'Ouest (Sully-sur-Loire et Boiscommun), vers le Nord-Ouest (Breuillet) et vers l'Est (Sens); en effet, le Crétacé inférieur néritique de Châteaurenard, constitué de six zones à microfaune et signature électrique propres, passe vers l'Ouest et le Nord-Ouest à

des faciès littoraux et vers l'Est à des faciès marins francs.

Deux périodes de transgressions franches sont repérées dans ce secteur à l'Hauterivien et au Barrémien inférieur. La polarité locale SE-NW des transgressions mises en évidence à Germigny-sous-Coulombs s'inscrit dans une polarité majeure S-N à partir du détroit de Bourgogne mais on peut supposer que des couloirs privilégiés guidaient les avancées de la mer :

— au Valanginien, la zone 6 "des sables de Griselles" (Mathieu, 1963), à cachet continental, s'épaissit de Châteaurenard (quelques mètres) à Germigny-sous-Coulombs (40-50 m);

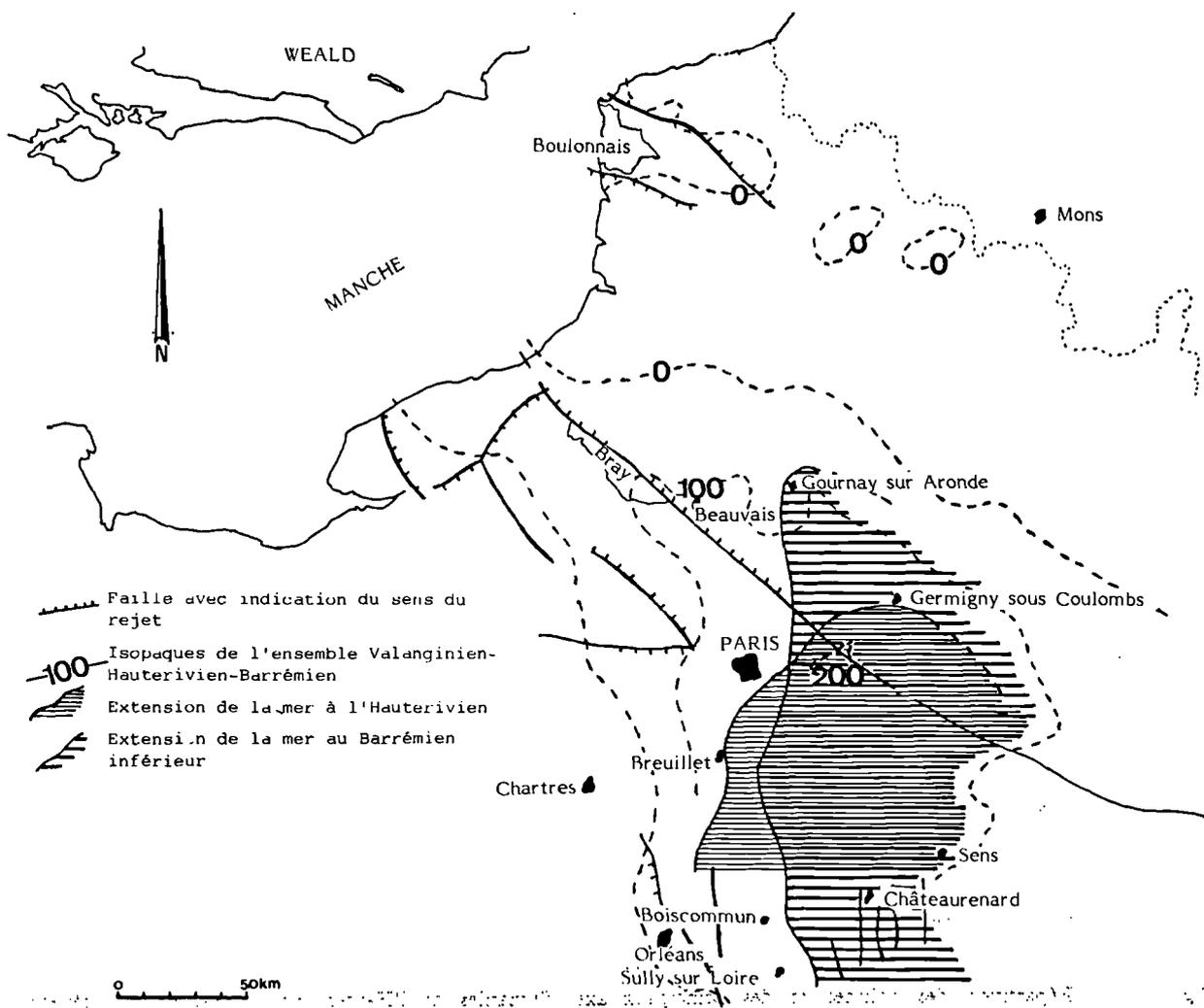


Fig. 9. — Limites de transgressions à l'Hauterivien et au Barrémien inférieur dans le Bassin de Paris.

Fig. 9. — Extents of the Hauterivian and Lower Barremian transgressions in the Bassin de Paris.

— à l'Hauterivien ou zones 5, 4, 3 “ des grès de Puiselet, des sables de Château-Landon, des sables de Châteaurenard ” (Mathieu, 1963), la transgression est marquée par un faciès à oolithes ferrugineuses qui atteint le Sud de Germigny-sous-Coulombs (CR 16, CR 2, CR 3);

— au Barrémien inférieur ou zones 2, 1 “ des sables de Perthes et zone lumachellique ” (Mathieu,

1963), la transgression dépasse la précédente et atteint la région de Gournay/Aronde.

VIII — CONCLUSION GENERALE

Il ressort des analyses précédentes que le “ faciès wealdien ” de Germigny-sous-Coulombs s'est déposé

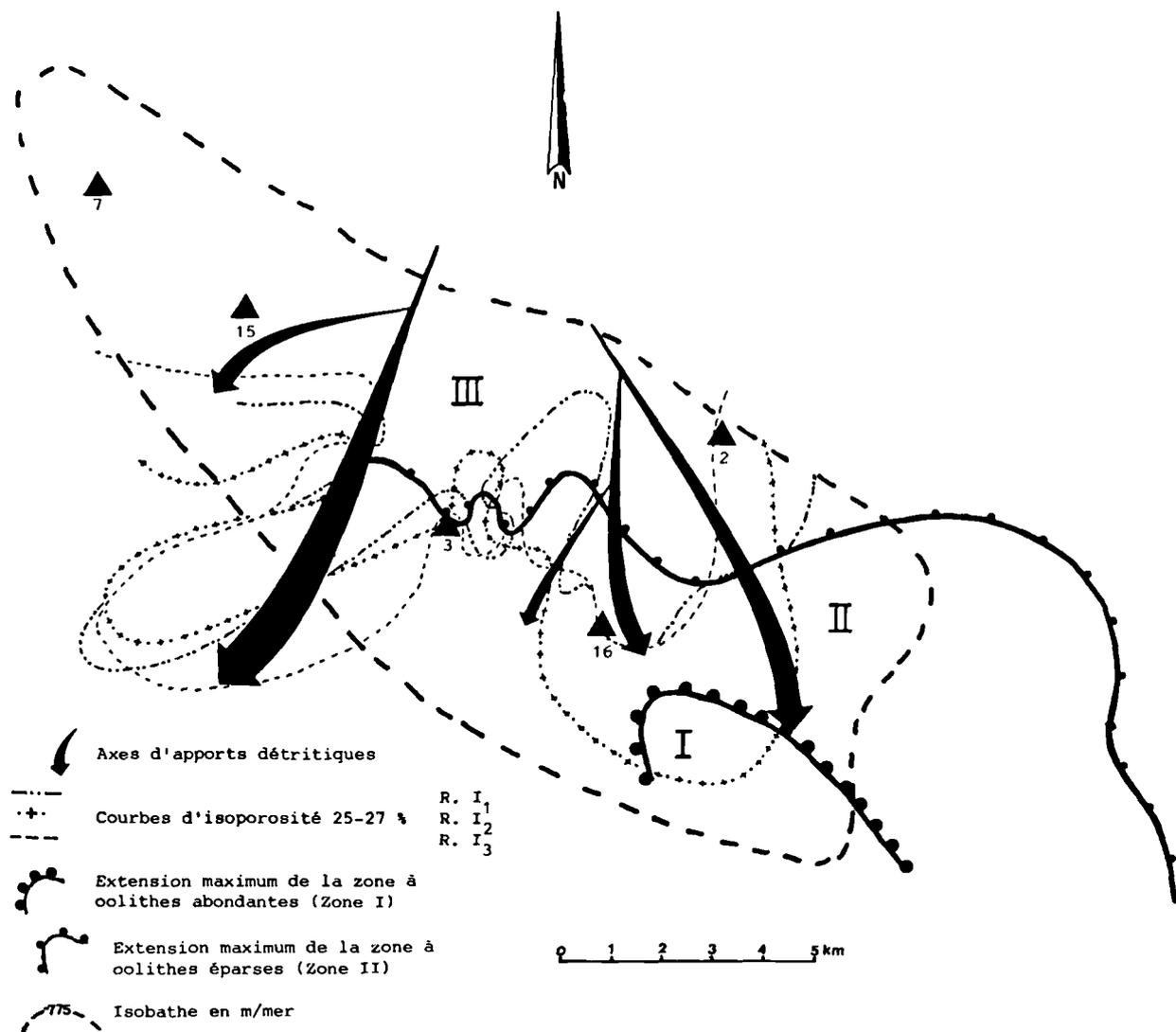


Fig. 10. — Répartition des oolithes et des principaux axes fluviatils de l'Hauterivien au Barrémien inférieur dans la région de Germigny-sous-Coulombs.

Fig. 10. — Geographical distribution of the oolites and of the main fluvial axis since the Hauterivian to the Lower Barremian in the Germigny-sous-Coulombs' area.

dans un environnement sédimentaire évoluant dans le temps et dans l'espace.

Les argiles et les sables du Valanginien résultent d'un épandage fluvial à la base (niveau R_{III} de G.d.F., fig. 2), fluvio-littoral au sommet (niveau R_{II} de G.d.F., fig. 2) témoignant d'une légère influence marine.

Les dépôts de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur (niveaux C₁, R₁, C_W. de G.d.F., fig. 2) présentent un caractère littoral, épisodiquement marin franc, de type fluvio-deltaïque.

La mer hauterivienne (fig. 6) n'envahit que la partie SE tandis que la mer barrémienne occupera la totalité

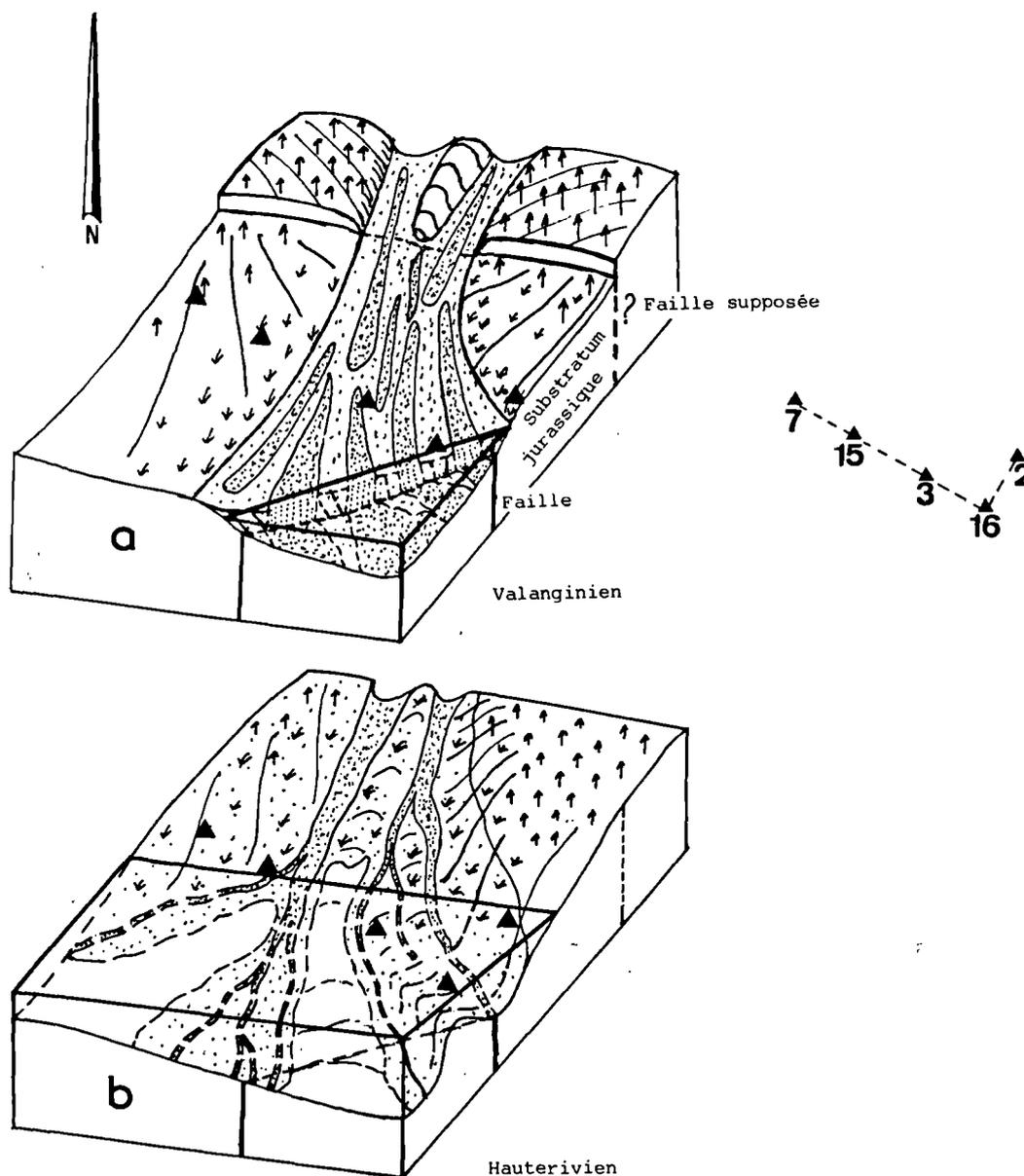


Fig. 11. — Paléogéographie de la région de Germigny-sous-Coulombs au Valanginien (11a) et à l'Hauterivien (11b).
 Fig. 11. — Paleogeography of the Germigny-sous-Coulombs' country during Valanginian (11a) and Hauterivian (11b).

du site de Germigny-sous-Coulombs, atteignant même la région de Gournay/Aronde.

Une analyse des résultats C.P.I. (Computer Process Interpretation) et de la pendagemétrie ainsi qu'une étude des variations en épaisseur des divers niveaux de G.d.F. (méthode du krigeage) à partir de la totalité des forages de Germigny-sous-Coulombs ont été effectués par Leblanc (1984), Lamiroux (1984) et Chevalier (1986). Plusieurs traits principaux comparés à nos résultats apparaissent (fig. 10) :

1° Deux axes d'apports détritiques orientés NE-SW. Ces chenaux restent un élément dominant durant tout le "Wealdien" avec un déplacement du niveau R₁₁₁ au niveau R₁ vers le Nord-Ouest, comme le montre l'évolution des courbes d'isoporosité (valeur 25-27 %) des trois unités hydrauliques distinguées par G.d.F. (R₁₁, R₁₂, R₁₃ ; fig. 2) ;

2° La représentation de l'extension géographique des oolithes ferrugineuses dans le banc correspondant à la transgression hauterivienne permet de distinguer une zone I au Sud-Est à oolithes abondantes, une zone II médiane à oolithes éparées et une zone III au Nord dépourvue d'oolithes.

A partir de l'ensemble de ces résultats, une reconstitution paléogéographique peut être proposée (fig. 11 a et 11 b) :

— au Valanginien, les formations continentales à Germigny-sous-Coulombs correspondent à un environnement fluvial en tresse (cf. chap. V) marqué par deux drains principaux orientés NE-SW et NNW-SSE ; un drain majeur est situé entre le CR 15 et le CR 3, un drain mineur entre le CR 16 et le CR 2 ;

— à l'Hauterivien, venant du détroit de Bourgogne, une mer peu profonde transgresse vers le Sud-Est du site de Germigny-sous-Coulombs en une paléogéographie irrégulière illustrée par la zone à oolithes ferrugineuses abondantes (zone I) qui correspondrait à un haut-fond et la présence locale d'une faune d'Ostracodes plus profonde (CR 16). L'irrégularité du fond est appuyée par le non recouvrement complet de la région transgressée par la mer hauterivienne par les zones à oolithes. Pendant cette période, le réseau fluvial, alors méandrique, perd de son dynamisme. Les drains principaux subsistent mais les sables sont repris par les courants côtiers qui édifient des cordons littoraux parallèles au rivage (globalement SW-NE) (chap. V de l'analyse électroséquence). On constate ainsi que l'architecture sera bidirectionnelle. Les trois-quarts supérieurs de l'Hauterivien correspondent à un épisode régressif sans disparition totale de la mer. On assiste, en effet, à une période d'oscillations du niveau marin traduites par les positions successives des courbes d'isoporosité et montrées lors de l'analyse électro-

séquentielle par les positions successives du puits CR 16 par rapport aux barres sableuses. L'environnement est qualifié de deltaïque, davantage par le caractère mixte des dépôts (marin-continentaux) plutôt que par l'existence d'un réseau hydrographique s'apparentant à des exemples actuels ;

— au Barrémien inférieur, une mer peu profonde coïncide brièvement la totalité de la zone d'étude. L'absence d'une faune profonde, la présence d'oolithes sous formes d'agrégoclastes au moins localement, suggérant un remaniement, dans une ambiance de dépôts de type marais maritime (C.W. de G.d.F.), laissent supposer une paléogéographie plus régulière en cours d'envasement.

La limite septentrionale de la transgression du Barrémien inférieur est délicate à préciser en raison du manque de données. Sa mise en évidence a été établie, au moins, dans la région de Gournay/Aronde ; dans le Boulonnais (Bonte, 1965a, 1969), dans le Bassin du Sussex, du Surrey et du Kent), comme l'indiquent les variations d'épaisseur du faciès wealdien (plus de 700 m au Sud-Est du Bassin de Londres, moins de 50 m dans le Pays de Bray), et la faune d'Ostracodes du Bassin de Paris qui ne présente aucune affinité avec la faune typique du Weald de Grande-Bretagne (Colin).

Cependant, des extensions locales plus nordiques guidées par la paléomorphologie ne sont pas à exclure sans attendre, toutefois, la région du Weald (Comtés du Sussex, du Surrey et du Kent), comme l'indiquent les variations d'épaisseur du faciès wealdien (plus de 700 m au Sud-Est du Bassin de Londres, moins de 50 m dans le Pays de Bray), et la faune d'Ostracodes du Bassin de Paris qui ne présente aucune affinité avec la faune typique du Weald de Grande-Bretagne (Colin).

ABREVIATIONS UTILISEES

Dinoph.	: Dinophycées
Crist.	: Cristallinité
K	: Kaolinite
I	: Illite
+I	: Indice de cristallinité de l'illite (1/10 ²⁸)
+K	: Indice de cristallinité de la kaolinite (1/10 ²⁸)
V _x	: Abondance de x (Z)
x	: Valeur moyenne de x
Inter.	: Abondance en interstratifiée (10-14) et (14-14) en Z
CR _x	: Forage n° x de Germigny sous Coulombs
SR _x	: Forage n° x de Gournay sur Aronde
A.P.I.	: Unité de radioactivité naturelle (American Petroleum Institute)
C.W.	: Couverture Wealdienne de G.d.F.
R _x	: Réservoir n°x de G.d.F.
C _x	: Couverture n°x de G.d.F.

* * *

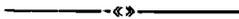
BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABRARD R. (1937). — Sur l'extension des sables barrémiens et hauteriviens dans le Pays de Bray. *Bull. Mus. Nation. Hist. Nat.*, 2, IX, p. 227-229.
- 2) ALLEN P. (1965). — L'âge du Purbecko-wealdien d'Angleterre. Colloque sur le Crétacé inférieur. Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, p. 321-326.
- 3) ALLEN P. (1975). — Wealden of the Weald: a new model. *Proceed of the Geologists Ass., G.B.*, vol. 86 (4), p. 389-437.
- 4) ANDERSON F.W. (1939). — Wealden and Purbeck Ostracoda. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, Ser. 11, 3.
- 5) ANDERSON F.W. (1940). — Ostracod Zones in the Wealden and Purbeck Beds. *Rep. British. Assoc. Adv. Sci.* 1 (2).
- 6) ANDERSON F.W. (1955). — L'application des techniques microscopiques à l'étude d'échantillons de sondages. *C.R. Congrès Cent. Soc. de l'Ind. Min., France.*
- 7) ANDERSON F.W. (1958). — In Geology of the Country around Bridport and Yeovil. *Mem. geol. Surv. G.B.*
- 8) AUBERT G. et DUCHAUFOR Ph. (1956). — Projet de classification des sols. *VI^e Congr. Intern. Sci. Sol.*, 5. E. p. 597-604.
- 9) BONTE A. (1965a). — Le Wealdien du Boulonnais. Colloque sur le Crétacé inférieur. Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, p. 327-331.
- 10) BONTE A. (1969). — Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 23-46.
- 11) CHAMLEY H. (1979). — North Atlantic Clay Sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic From Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing, serie 3. Amer., Geoph. Union. Publ. Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan, p. 342-361.
- 12) CHATEAUNEUF J.J. et REYRE Y. (1974). — Eléments de Palynologie. Applications géologiques. *Notes de cours parues au B.R.G.M.*
- 13) COLEMAN J.M. (1969). — Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, p. 129-239.
- 14) ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J. et LOUAIL J. (1969). — Sur la présence d'un dépôt à kaolinite et à gibbsite entre le Bajocien et le Cénomani en Maine-et-Loire. *C.R. Ac. Sc. Paris*, D. 271, p. 1153-1156.
- 15) FLEURY E. (1909). — Le Sidérolithique suisse. Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments. *Mém. Soc. Fribourgeoise Sci. Nat.*, 6, 260 p.
- 16) GAMERMANN N. (1979). — Contribution à l'étude de la diagenèse des grès; couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formations d'Estrada Nova de Rosario do sul, et de Bosucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). Thèse Univ. Strasbourg, mémoire n° 59.
- 17) GIRESE P. et ODIN G.S. (1973). — Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology*, 20, p. 457-488.
- 18) GLASS H.D., POTTER P.E. and SIEVER R. (1956). — Clay mineralogy of some basal pennsylvanian sandstones, clays and shales. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 40, p. 750-754.
- 19) GLASS H.D. (1958). — Clay mineralogy of pennsylvanian sediments in southern Illinois. *Clays and clays minerals* (5th Nat. Conf., 1956), p. 227-241.
- 20) HERITIER F. et VILLEMEN J. (1970). — Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M.*, 2, I, n° 2 (1971), p. 11-30.
- 21) KLEIN C. (1974). — Massif Armoricaire et Bassin Parisien. *Ass. public. Univ. Strasbourg*. Fondation Baulig. XII, p. 882 + cartes h-t.
- 22) LEOPOLD L.B. and WOLMAN M.G. (1957). — River channel patterns; braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv., Prof. Papers* 282-B, p. 39-85.
- 23) LEVET-CARETTE J. (1966). — Microflore wealdienne provenant d'un puits naturel à la fosse Vieux-Condé (groupe de Valenciennes). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 153-176.
- 24) MARLIERE R. (1946). — Deltas wealdiens du Hainaut. *Bull. Soc. belge Géol.*, 55, p. 69-101.
- 25) MARLIERE R. (1954a). — Le Crétacé. In Prodoms d'une description géologique de la Belgique. Liège, p. 445-449.
- 26) MARLIERE R. (1970). — Géologie du Bassin de Mons. Géologie du Bassin de Mons et du Hainaut: un siècle d'histoire. *Ann. Soc. géol. Nord*. Rapport travaux du centenaire, t. XC, p. 171-189.
- 27) MATHIEU M. (1963). — Le Néocomien dans le Sud du Bassin Parisien. Colloque Crétacé inf., Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, p. 587-604.
- 28) MEGNIEN Cl. et F. (1980). — Synthèse géologique du Bassin de Paris. 3 vol. *Mém. B.R.G.M.*, n° 101, 102, 103.
- 29) MILLOT G. (1964). — Géologie des Argiles. Altérations - Sédimentologie - Géochimie. Masson et C^{ie} Ed., 120. Paris.
- 30) ODIN G.S. (1968). — Glauconie, Glauconite et Phyllosilicates verts. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XX, 1, p. 11-12.
- 31) PINCHEMEL Ph. (1954). — Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures. Etudes géomorphologiques. Thèse. Paris, 1952, A. Colin, 502 p.
- 32) PIRSON S.J. (1977). — Geologic Well Log Analysis, 2nd ed. Gulf Publishing Co., Houston.
- 33) RUSSEL R.S. (1954). — Alluvial Morphology of Anatolian rivers. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 44, p. 363-391.
- 34) SALIK (1983). — Contribution à l'étude sédimentologique et essai de corrélations diagraphiques au niveau des faciès wealdiens et du Barrémien. Diplôme Ing. E.N.S.P.M. - I.F.P. (non publié).

- 35) SCRUTON P.C. (1960). — Delta building and the Deltaic sequence. In Shepard F.P., Phleger F.B. and Andel T.H. van, eds. Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, p. 82-102. Tulsa. Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists.
- 36) SERRA O. (1965). — Diagraphies différées - bases de l'interprétation. Tome 2: Interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centre Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 7.
- 37) SLADEN C.P. and BATTEN D.S. (1984). — Source area environments of Late Jurassic and Early Cretaceous sediments in Southeast England. *Proc. geol. Ass.* 95/2, p. 149-163.
- 38) SMOOT T.W. (1960). — Clay Mineralogy of pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Part I: Relation of permeability to clay mineral suites. *Illinois State Geol. Surv.*, 286, 20 p.
- 39) SMOOT T.W. and NARAIN K. (1960). — Clay Mineralogy of pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Part II: Relations between clay mineral suites of oil-bearing and non-oil-bearing rocks. *Illinois State Geol. Surv.*, 287, p. 1-14.
- 40) SMOOT T.W. (1960). — Clay Mineralogy of pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Part III: Clay minerals of various facies of some Chester formations. *Illinois State Geol. Surv.*, 293, p. 1-19.
- 41) TILLOY R. et DARDENNE M. (1960). — Le gisement de Coulommès-Vaucois et le périmètre de Dammartin-en-Goële. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, XV, n° 6, p. 994-1003.
- 42) VATAN (1938). — Observations: 1° sur l'existence dans certaines argiles de sels alcalins solubles; 2° sur la structure des sables argileux. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 9, p. 145-146.
- 43) WATERLOT G., BEUGNIES A. et GODFRIAUX I. (1967). — Carte géologique XXVIII-6: Maubeuge à 1/50.000.
- 44) WATERLOT B. et WATERLOT G. (1969). — Carte géologique XXVII-7: Avesnes à 1/50.000.
- 45) ZIEGLER P.A. (1978). — North Western Europe: Tectonics and Basin Development. *Geol. Mijnbouw.*, 57, p. 589-626.

RAPPORTS TECHNIQUES I.F.P.

- Structure du Pays de l'Ourcq. — Rapport de fin de sondage de Crouy n° 3 (CR 3), Réf. 28477 (oct. 1980); Crouy n° 2 (CR 2), Réf. 28951 (mars 1981); Crouy n° 7 (CR 7), Réf. 29655 (nov. 1981); Crouy n° 9 (CR 9), Réf. 30274 (juin 1982); Crouy n° 15 (CR 15), Réf. 30725 (nov. 1982); Crouy n° 16 (CR 16), Réf. 30696 (nov. 1982).
- Structure de Saint-Maur. — Rapport de fin de sondage de Saint-Maur n° 115 (SR 115), Réf. 26593 (déc. 1978); Saint-Maur n° 122 (SR 122), Réf. 26765 (fév. 1979); Saint-Maur n° 180 (SR 180), Réf. 28311 (août 1980); Saint-Maur n° 121 (SR 121), Réf. 29072 (avril 1981); Saint-Maur n° 141 (SR 141), Réf. 29496 (oct. 1981); Saint-Maur n° 181 (SR 181), Réf. 29497 (oct. 1981).
- LEBLANC M., MARIEL O. et MOLINARD J.E. (1984). — Modélisation du réservoir souterrain de Germigny-sous-Coulombs. Association Technique de l'Industrie du Gaz en France.
- LAMIRAUX C. (1984). — Gaz de France. D.E.T.N. Structure de Germigny-sous-Coulombs. Contribution à la connaissance géologique du réservoir RI wealdien. Institut Français du Pétrole, Direction de recherche "Géologie-Géochimie". Réf. Géologie: 26 463.
- CHEVALIER M. (1986). — Etude sédimentologique du RI de Germigny-sous-Coulombs. Etude des caractéristiques pétrophysiques. Institut Français du Pétrole. Réf.: 33 864.



Les tectoniques superposées hercyniennes de la région du Somport (Pyrénées occidentales). Affinités avec le domaine Basco-Cantabrique

The hercynian superimposed tectonics of Somport area (Western Pyrenees)

par F. BICHOT (*)

Résumé. — L'extrémité occidentale de la zone axiale des Pyrénées est particulièrement favorable à l'observation des déformations hercyniennes. Les structures hercyniennes compressives observées dans le secteur du Somport, plus ou moins affectées par la tectonique alpine, résulteraient de la superposition de trois phases, chacune associant déformations souples et déformations cassantes. Ces tectoniques superposées hercyniennes sont comparées ici aux déformations de même âge communément reconnues en zone cantabrique (Asturies orientales) et dans les massifs paléozoïques basques.

Abstract. — *The hercynian compressive structures of the Somport area in the Western Pyrenees axial zone consist of three phases of deformations in which both folds and thrusts are present. These structures were later reworked during the alpine orogeny. The writer compares these hercynian phases to deformations of the same age in the Cantabrian zone (Eastern Asturias) and the Paleozoic massifs of " Pays Basque ".*

INTRODUCTION

Les déformations hercyniennes des hautes vallées du gave d'Aspe, du gave de Brousset, des rios Aragon et Gallego (zone axiale des Pyrénées occidentales) sont principalement compressives, de nature superficielle et polyphasée (Muller, 1967 et 1973 ; Valero, 1974 ; Verbeek, 1975 ; Muller et Roger, 1977). Elles affectent des terrains sédimentaires (calcaires et séries détritiques) d'âge dévonien ou carbonifère, et se développent entre le Westphalien moyen et le Stéphaniens supérieur (in Muller et Roger, 1977). Cependant, un épisode de déformation distensive dont la description ne sera pas abordée ici, mais fera l'objet d'un article séparé (Bichot, en préparation), marque les temps viséo-namuriens (Bichot, 1986 ; Bichot *et al.*, 1986).

Des observations d'ordre structural, réalisées au cours d'un travail cartographique détaillé dans la région du Somport (Bichot, 1986), permettent de préciser la chronologie relative des déformations hercyniennes de cette partie de la chaîne des Pyrénées. Le secteur étudié

s'étend des environs du lac d'Estaens (haute vallée d'Aspe) jusqu'à l'Est du Monte Tobazo (haute vallée du rio Aragon) (fig. 1). Le Paléozoïque y affleure à la faveur d'un anticlinorium alpin, vaste structure en genou à vergence sud et orientée N 110° E.

Cette région des Pyrénées occidentales présente de nombreuses analogies stratigraphiques au niveau du Paléozoïque supérieur avec les massifs paléozoïques basques et avec la zone cantabrique (voir en particulier : Heddebaut, 1975 et Mirouse *et al.*, 1983). Les structures hercyniennes du Somport sont comparées ici avec celles de ces domaines.

I. — CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS HERCYNiennes DE LA REGION DU SOMPORT

Les déformations hercyniennes compressives s'organisent en trois épisodes, dont les structures sont cachetées par les dépôts permien et crétacés voisins.

(*) Institut de Géodynamique, Bâtiment de Géologie, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex.

Note déposée le 3 Décembre 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Mai 1988.

1) **Phase 1H**: plis synschisteux d'orientation WNW-ESE et chevauchements vers le Sud.

L'architecture hercynienne est dominée par des plis cylindriques isopaques, orientés WNW-ESE, originellement droits et à axes horizontaux. On suit longitudinalement à la chaîne ces plis d'amplitude hectométrique sur plusieurs kilomètres (fig. 1). Ils font apparaître à l'affleurement des terrains anté-carbonifères. Une structure de ce type longe les falaises des calcaires crétacés depuis la rive droite du gave d'Aspe jusqu'au rio Aragon. La direction du pli est légèrement oblique par rapport à l'axe de l'anticlinal alpin, de telle sorte que l'on peut même observer à la faveur du déplacement vers le Sud de la limite d'affleurement du Mésozoïque, le renversement alpin vers le Sud de l'antiforme considérée, puis son relais en synforme au Sud du Monte Tobazo.

Une schistosité de plan axial S1H est particulièrement développée dans les faciès calcaréo-argileux : calcschistes namuriens et calcaires "amygdalaires" du Viséen, mais peu marquée dans les calcaires massifs.

A cette tectonique plicative sont associés des chevauchements vers le Sud de plusieurs kilomètres de flèche. L'unité allochtone du Monte Tobazo (fig. 2) constitue un témoin de ces déformations tangentielles. Cette unité est formée essentiellement par des calcaires mésodévoniens de faciès identiques à ceux qui affleurent par ailleurs, en position autochtone, au Nord du secteur étudié, dans les environs de Lescun et d'Urdo. A la base de cette unité, dans les séries schisto-gréseuses carbonifères de la Pista-Grande (Sud du Tobazo), on observe un écaillage intense. Le plan de décollement est en général subparallèle au plan de stratification, et est affecté par les plissements ultérieurs, en particulier par les plissements de la phase 3H. En-dessous, les plis 1H dans le substratum sont nettement déversés vers le Sud (fig. 2). Vers l'Ouest et vers l'Est, lorsque l'on s'éloigne du Monte Tobazo, ces mêmes plis de l'autochtone se desserrent et se redressent. On peut donc penser que le resserrement des structures et leur déversement vers le Sud ont été provoqués par la mise en place de la nappe. Dans les calcaires mésodévoniens allochtones, on peut observer des anticlinaux liés à des mouvements le long des failles inverses de type rampe.

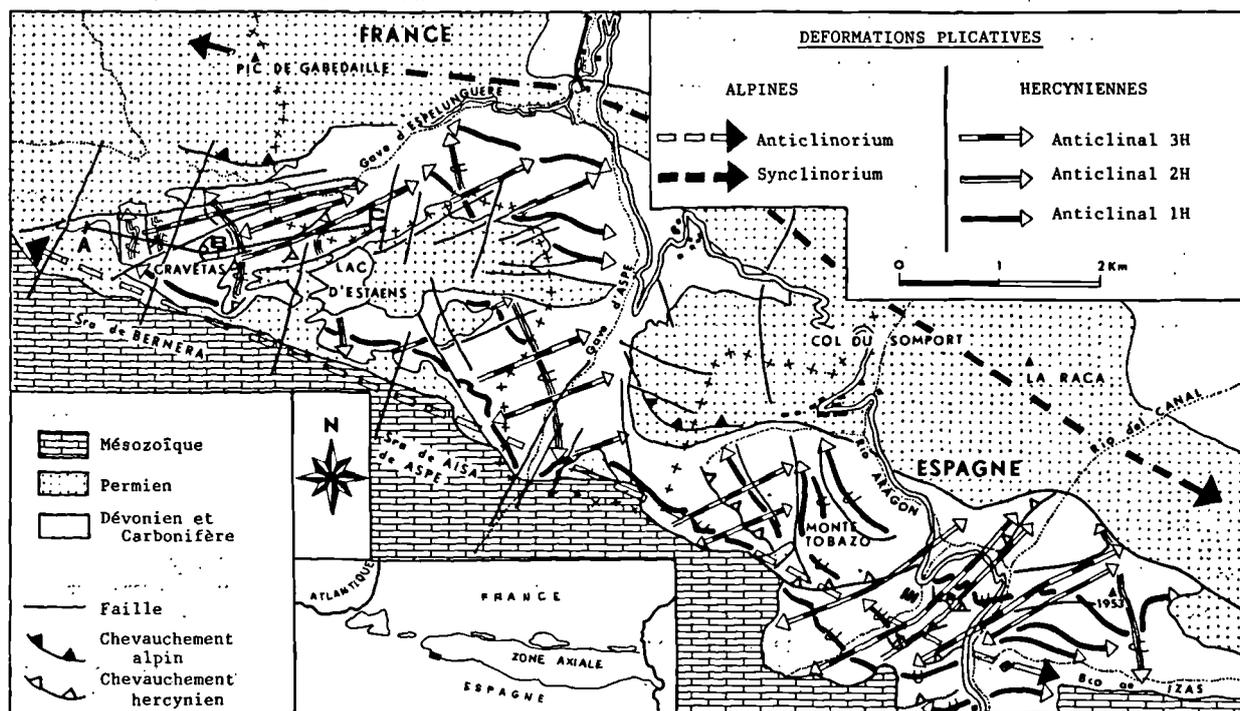


Fig. 1. — Carte structurale de la zone étudiée dans la région du Somport (Pyrénées occidentales).

Fig. 1. — Structural map of Somport area (Western Pyrenees).

Ces plis présentent une schistosité de plan axial de direction N 150° E en moyenne. Ces déformations, synchrones de la mise en place de la nappe, sont reprises par des plis de phase 3H.

L'architecture que nous venons de décrire résulte d'un raccourcissement de direction subméridienne à NE-SW. Les contraintes entraînent dans un premier temps la création de plis droits, cylindriques, à axes horizontaux. La poursuite du rétrécissement amène probablement un soulèvement des régions septentrionales, qui serait à l'origine d'une tectonique gravitaire dirigée vers le Sud.

2) Phase 2H : plis subméridiens déversés vers l'Ouest et chevauchements vers l'Ouest.

Les plis et plans de chevauchement de la phase précédente sont déformés par des plis isopaques et cylindriques, d'amplitude hectométrique, déversés à couchés vers l'Ouest, à axes subhorizontaux de direction

subméridienne. Les nombreuses structures en "dos de baleine", allongées selon la direction ESE, résultent de la superposition des déformations plicatives des phases 1H et 2H (fig. 3). Sur stéréogramme, cette superposition se matérialise par la rotation des linéations d'intersection So/S1H (fig. 4a, 4b, 4d).

L'influence de cette phase 2H est particulièrement visible à l'extrémité orientale du terrain étudié (au Nord du Bco de Izas) où l'on observe l'engoyage des plis 1H sous un synclinal NS. Cette phase est aussi sensible en dehors des limites géographiques du secteur étudié : secteur de Lescun et vallée du ruisseau Labadie, anticlinal du Portalet près d'Urdois, haute vallée du rio Gallego (*in* Valero, 1974).

Dans le secteur de Cravetas, à l'Ouest du lac d'Estaens, on peut observer la superposition d'unités chevauchantes (fig. 5). Les chevauchements sont de faible amplitude par rapport à ceux de la phase précédente : ils intéressent des successions stratigraphiques identiques. Cette tectonique tangentielle est dirigée

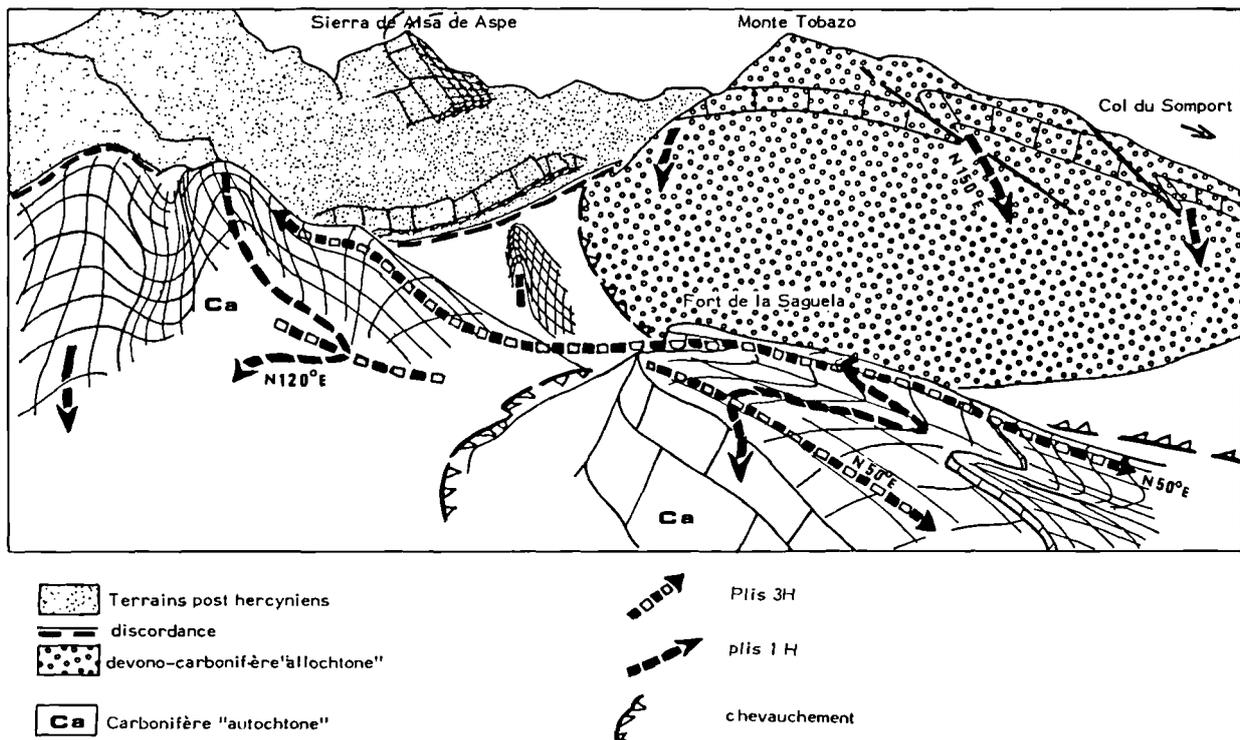


Fig. 2. — Tectonogramme de la rive droite du rio Aragon. Mégastructure anticlinale des sierras mésozoïques ; allochtone du Monte Tobazo et plis ESE-WNW (1H) déversés à couchés vers le Sud lors de la mise en place de la nappe ; plis 50° E reprenant les précédents (3H).

Fig. 2. — Tectonic sketch, western side of rio Aragon. Anticline structure in the Mesozoic sierras ; Monte Tobazo allochthonous structure with ESE-WNW (1H) southernly overturned folds during the thrusting ; 50° E folds (3H) reworking the former ones.

vers l'Ouest et est associée à des plis d'entraînement d'axe NS (le long de rampes) et à des mouvements dextres le long de failles orientées ENE. Ces failles déterminent des compartiments tectoniques qui vont évoluer différemment vis-à-vis de la phase plicative 2H.

Les unités chevauchantes viennent recouvrir des séries carbonifères préalablement plissées par la tectonique 1H : elles reposent tantôt sur des grès du Culm (synclinaux 1H), tantôt sur les calcaires carbonifères (anticlinaux).

Sur le terrain, la disposition des structures NS apparaît étroitement liée aux structurations antérieures. On remarque en effet que le secteur du Monte Tobazo

est épargné par les manifestations de cette tectonique, les calcaires méso-dévonien ayant probablement représenté une zone de résistance vis-à-vis du raccourcissement EW.

3) Phase 3H : plis serrés orientés ENE à NE.

Toutes les structures précédentes sont replissées par des plis serrés, cylindriques et isopaques, d'amplitude décamétrique, à axes subhorizontaux orientés ENE à NE. Cette phase plicative développe un clivage de plan axial S3H. Bien que localement leur direction soit influencée par les structures préexistantes, les plis ENE au style caractéristique sont uniformément distribués sur le terrain.

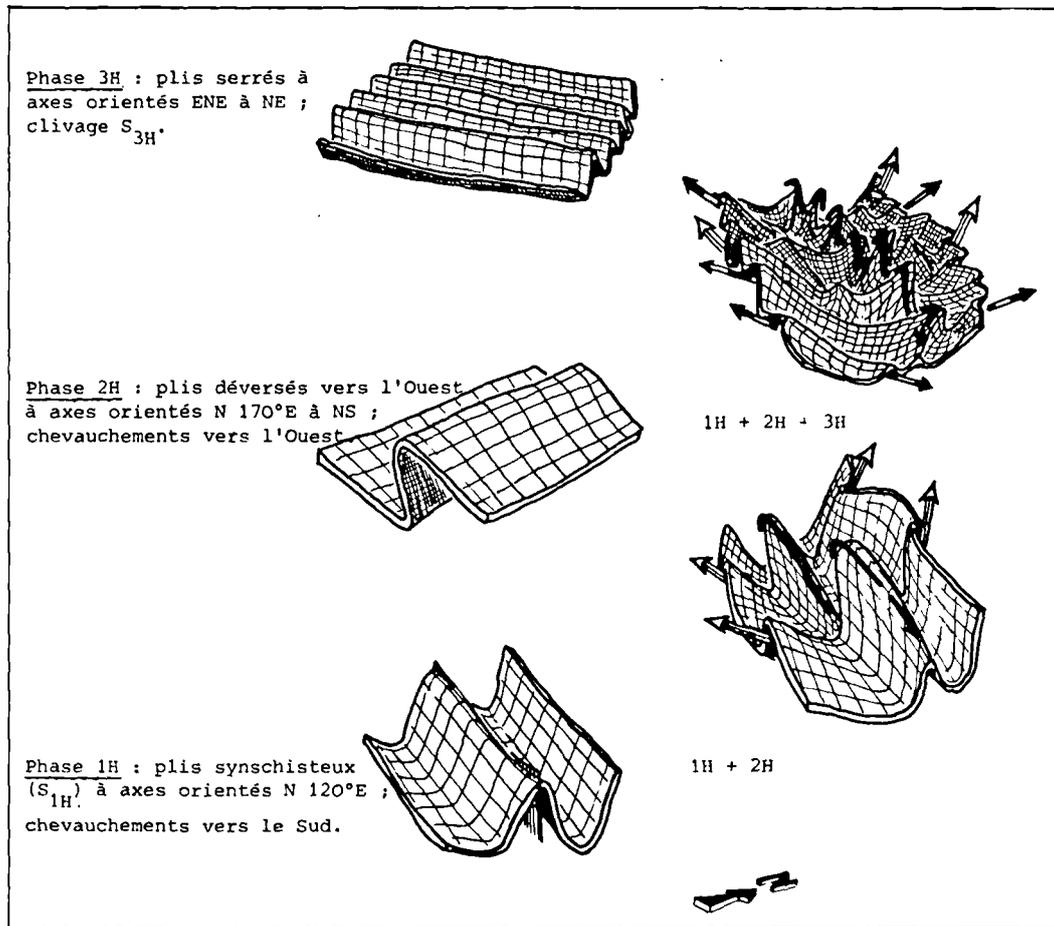


Fig. 3. — Principales phases tectoniques hercyniennes de la région du Somport. A droite : schéma présentant les structures obtenues après superposition des déformations plicatives.

Fig. 3. — Main hercynian tectonic phases of Somport area. At right : schema showing the structures after superposition of folds.

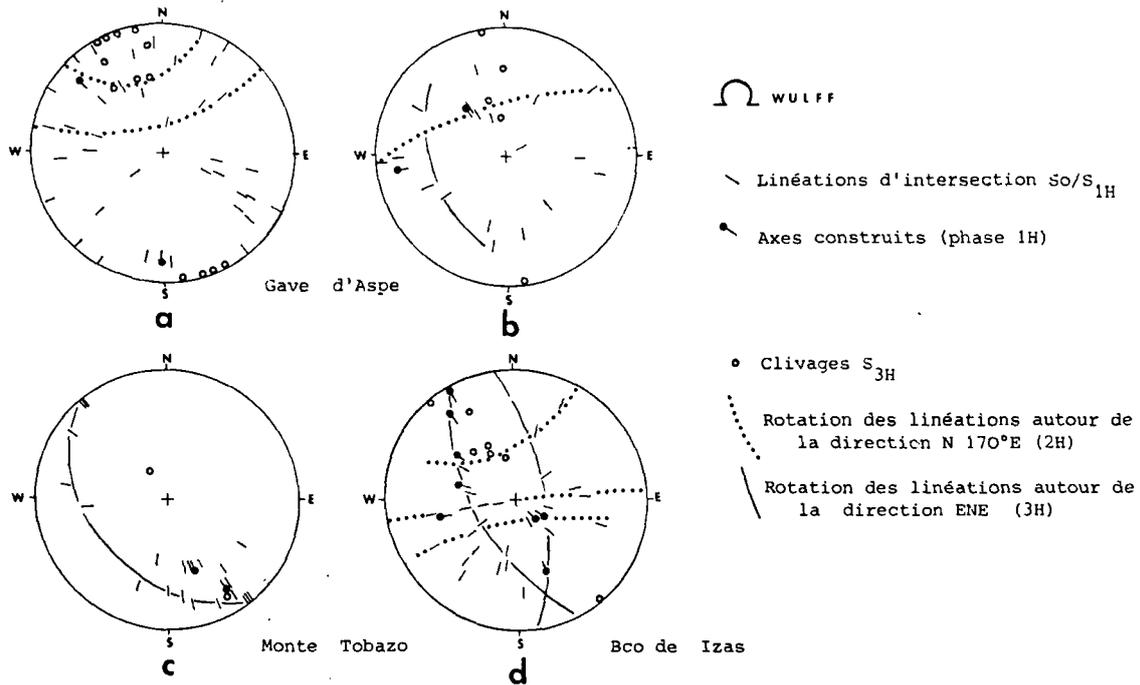


Fig. 4. — Stéréogrammes localisés réalisés sur des structures hercyniennes de la région du Somport. On y observe la rotation des linéations S_0/S_{1H} autour des directions N 170° E et ENE.

Fig. 4. — Stereograms of some hercynian folds from Somport area.

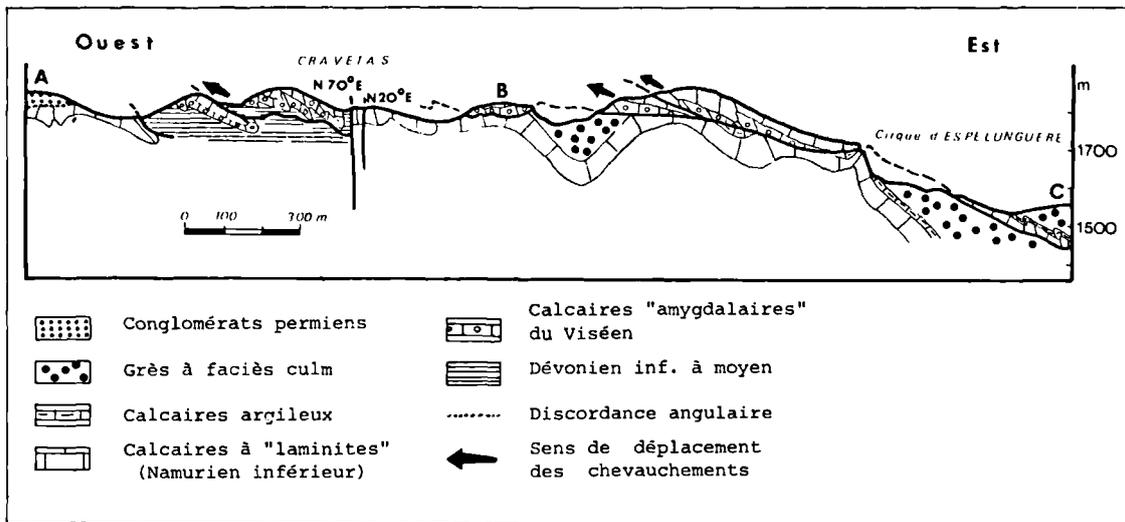


Fig. 5. — Coupe structurale réalisée dans la partie occidentale du secteur étudié (voir fig. 1).

Fig. 5. — Structural section of the western part of the studied area (see fig. 1).

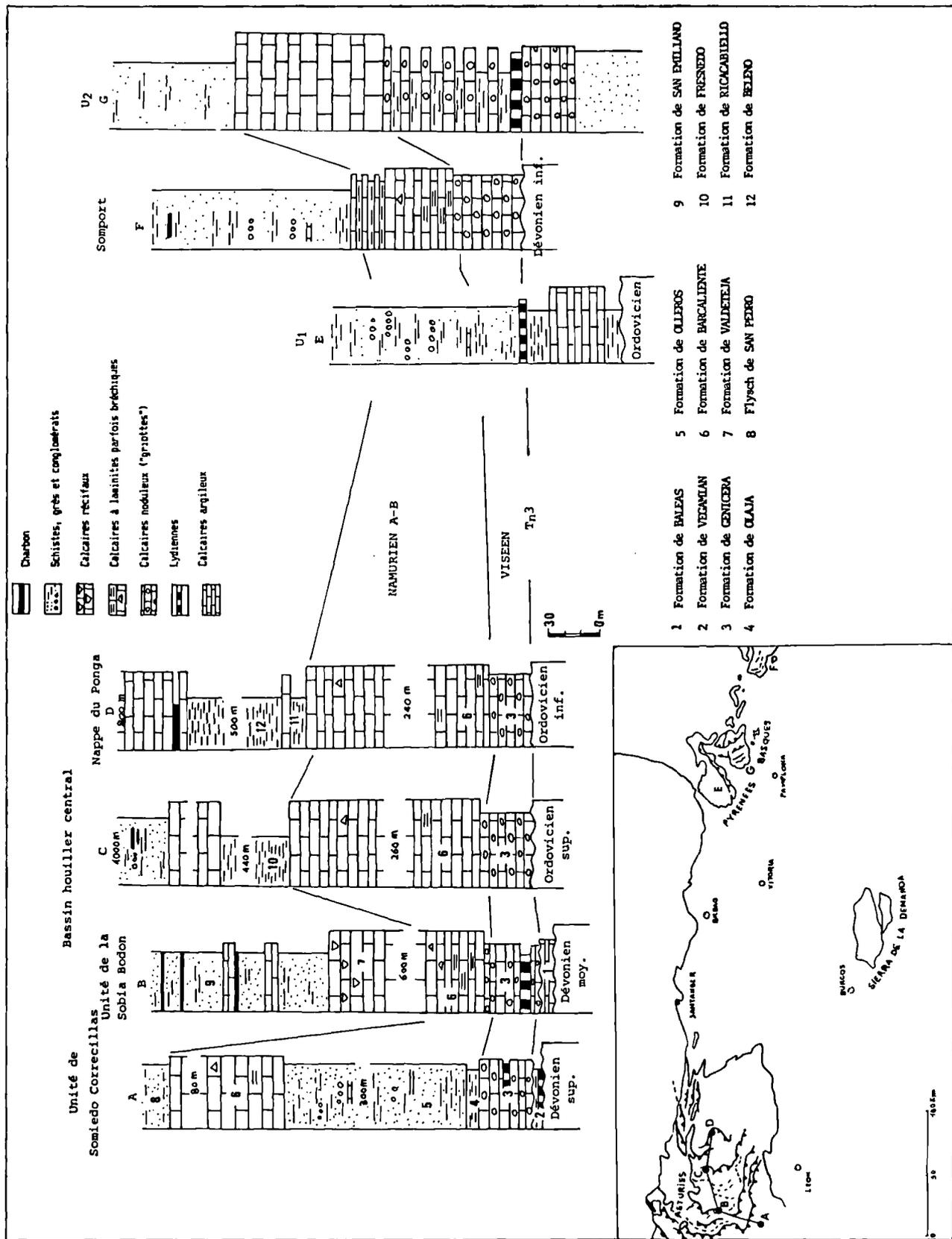


Fig. 6

Au Monte Tobazo, où l'influence de la phase 2H est quasiment nulle, la superposition des plis de la phase 3H sur ceux de la phase 1H est tout à fait nette (fig. 4c). A Cravetas, on observe assez aisément le plissement des structures NS (plis et chevauchements) par la phase 3H.

Une géométrie compliquée (fig. 3) résulte ainsi de la superposition des trois phases de déformation, auxquelles s'ajoutent des événements alpins. Nous avons déjà indiqué qu'un anticlinal 1H pouvait évoluer en synforme sous l'effet de la torsion provoquée par un pli alpin. Il n'est pas rare de rencontrer des dômes sans direction préférentielle et des plis à axe vertical. Ces tectoniques superposées se matérialisent sur canevas de Wulff par une grande dispersion des linéations d'intersection (fig. 4a, 4b, 4c).

Les tectoniques hercyniennes successives, de directions différentes, d'âge westphalo-stéphanien (Muller et Roger, 1977), associent les déformations cassantes tangentielles et les déformations souples isopaques. Ces particularités sont caractéristiques du niveau structural moyen à supérieur, et sont compatibles avec la faible puissance des sédiments dévono-carbonifères (quelques milliers de mètres). La schistosité est par ailleurs faiblement développée. L'analyse structurale met en relief le rôle majeur joué par les failles lors de la mise en place des structures. L'origine des failles ENE-WSW notamment serait à rechercher dans les événements distensifs viséo-namuriens (Bichot, 1986 ; Bichot *et al.*, 1986). Notons qu'elles sont sensiblement de même direction qu'un accident profond, reconnu par la géophysique, et qui sépare la zone axiale des massifs paléozoïques basques (*in* Coron et Guillaume, 1971).

Ce bâti hercynien a été affecté par les déformations cassantes du Stéphanien supérieur et du Permien (ouverture de bassins intramontagneux), puis dans une

moindre mesure, par les phénomènes orogéniques alpins (plis en genou N 115° E déversés vers le Sud, chevauchements vers le Sud, failles de déchirement N 20° E et N 115° E).

II. — PARTICULARITES D'UN DOMAINE PYRENEO-CANTABRIQUE AU PALEOZOIQUE SUPERIEUR

Comparaisons et corrélations

1) Corrélations stratigraphiques.

L'analyse de ces déformations hercyniennes nous a conduit à comparer cette région aux domaines paléozoïques voisins. Vers l'Est, du fait de l'ennoyage axial ouest du massif primaire, les terrains dévono-carbonifères sont de moins en moins bien représentés dans les formations paléozoïques et les observations structurales sont rendues particulièrement difficiles par la tectonique alpine. En revanche, dans les domaines occidentaux les plus proches, arc asturien et Pyrénées basques, le Paléozoïque supérieur affleure largement. Divers auteurs (Heddebaut, 1973 ; Mirouse *et al.*, 1983) ont souligné les analogies entre ces domaines en ce qui concerne la stratigraphie. La comparaison peut inclure la région du Somport. Au-dessus d'une lacune plus ou moins importante, mais sans discordance angulaire, le Tournaisien moyen et supérieur et une grande partie du Viséen sont constitués par une série condensée (30 mètres) de calcaires griottes caractéristiques de milieu de plate-forme (formation Genicera dans les Asturies, calcaires de Sorian et griottes d'Iraty pour le Pays Basque, calcaires "amygdalaires" pour la zone axiale). Vient ensuite une série plus ou moins épaisse de calcaires noirs à microrhythmes rappor-

Fig. 6. — Corrélation stratigraphique des termes de la partie inférieure du Carbonifère, entre la zone cantabrique et les Pyrénées occidentales.

Colonnes A à D : arc asturien. Unités paléogéographiques et tectoniques selon Julivert (1971). Formations définies par Wagner *et al.* (1971), *in* Truyols (1983). Cadre paléogéographique *in* Sanchez de la Torre *et al.* (1983). A et B : région des Plis et Nappes ; la formation de Olleros (5) représente des faciès turbiditiques périphériques peut-être latéraux aux formations Barcaliente-Valdeteja. — A, B, C et D : ensemble de la zone ; formation de Genicera (3), calcaires noduleux gris à rosés. Viséen inférieur à Namurien inférieur ; formations de Barcaliente (6), plate-forme carbonatée à calcaires noirs à matière organique finement stratifiés ; formation de Valdeteja (7), calcaires massifs à coraux à tendance bioclastique ; (6) et (7) : Namurien à Westphalien basal.

Colonnes E et G : Pays Basque. Unités paléogéographiques et tectoniques selon Heddebaut (1973). — E : faciès "type Cinco-Villas" ; au-dessus des lydiennes (jaspe), faciès essentiellement schisteux et poudingues à quartz et lydiennes. G : faciès "type Aldudes-Mendibelza" : lydiennes, schistes et calcaires d'Iraty, en amandes versicolores, à Goniatites du Viséen, calcaires bleu-noir dolomitique d'âge namurien, grès.

Colonne F : Région du Somport. Stratigraphie d'après Mirouse *et al.* (1983) et Bichot (1986). Au-dessus du Dévonien inférieur schisteux, calcaires amygdalaires clairs à intercalations phylliteuses, Tournaisien supérieur à Viséen ; calcaires bleu-noir à laminites, Namurien inférieur, calcaires en dalles, schistes et calcschistes, formations détritiques (Culm).

Fig. 6. — Stratigraphic correlation between Cantabrian and Western Pyrenean Carboniferous series. Column A to D : Asturian area. — Column E and G : Pays Basque. — Column F : Somport area.

tée au Namurien inférieur (formation de Barcaliente dans les Asturies, calcaires dolomitiques du massif des Aldudes, calcaires à laminites en zone axiale) et où s'intercalent localement des termes détritiques. Ces calcaires passent stratigraphiquement au Culm schistogréseux, soit directement, soit par l'intermédiaire de puissantes successions carbonatées récifales (formation de Valdeteja dans les Asturies) (fig. 6).

Ces similitudes stratigraphiques suggèrent fortement un parallélisme dans l'évolution paléogéographique du Carbonifère dans ces différents domaines. Ainsi le Tournaisien repose directement sur du Paléozoïque inférieur dans les Asturies orientales et dans la partie occidentale du massif de Cinco Villas (unité U1 d'Heddebaut) au Pays Basque; sur du Dévonien inférieur ou moyen dans l'unité asturienne de la Sobia-Bodon et au Somport; sur du Dévonien supérieur et sans lacune apparente dans les secteurs occidentaux du domaine paléozoïque asturien, au Nord de la zone axiale pyrénéenne et dans les massifs basques orientaux (unité U2). Dans le massif de la Demanda (Est de Burgos, Espagne), le Westphalien vient directement sur du Cambro-Ordovicien (Colchen, 1974). Ainsi se dessine un vaste domaine plus ou moins émergé au Paléozoïque supérieur dont les Asturies, le Pays Basque et la zone axiale constituaient les marges, et dont la partie centrale apparaît actuellement dans le massif de la Demanda (Heddebaut, 1975).

L'émergence épirogénique d'une partie du domaine précité au cours du Dévonien pourrait être une conséquence de phénomènes orogéniques acadiens. La mer tournaisienne envahit ensuite une vaste partie de ce territoire ne laissant à l'émergence que sa partie centrale. Ce dispositif paléogéographique présente la forme d'un arc à convexité tournée vers l'Est: la zone axiale et les massifs paléozoïques basques correspondraient à la branche septentrionale, les domaines cantabriques à la branche occidentale. Si nous avons insisté sur ce dispositif, c'est qu'il a de toute évidence influencé l'évolution hercynienne du Carbonifère supérieur.

2) Comparaison structurale.

Au Pays Basque, Heddebaut (1975) a démontré l'existence de deux unités structurales hercyniennes séparées par un contact anormal: la partie occidentale du massif de Cinco Villas (U1) et les massifs paléozoïques orientaux (U2). La seconde unité, dont les structures hercyniennes dessinent un arc (arc paléozoïque basque), aurait effectué au moment de l'orogénèse hercynienne un déplacement vers le Sud de plusieurs dizaines de kilomètres (Muller et Roger, 1977).

Dans l'arc asturien, la tectonique hercynienne, polyphasée, peut apparaître comme pénécotemporaine et comparable en style à celle qui est analysée dans les Pyrénées occidentales (fig. 7). Les séries du Carbonifère

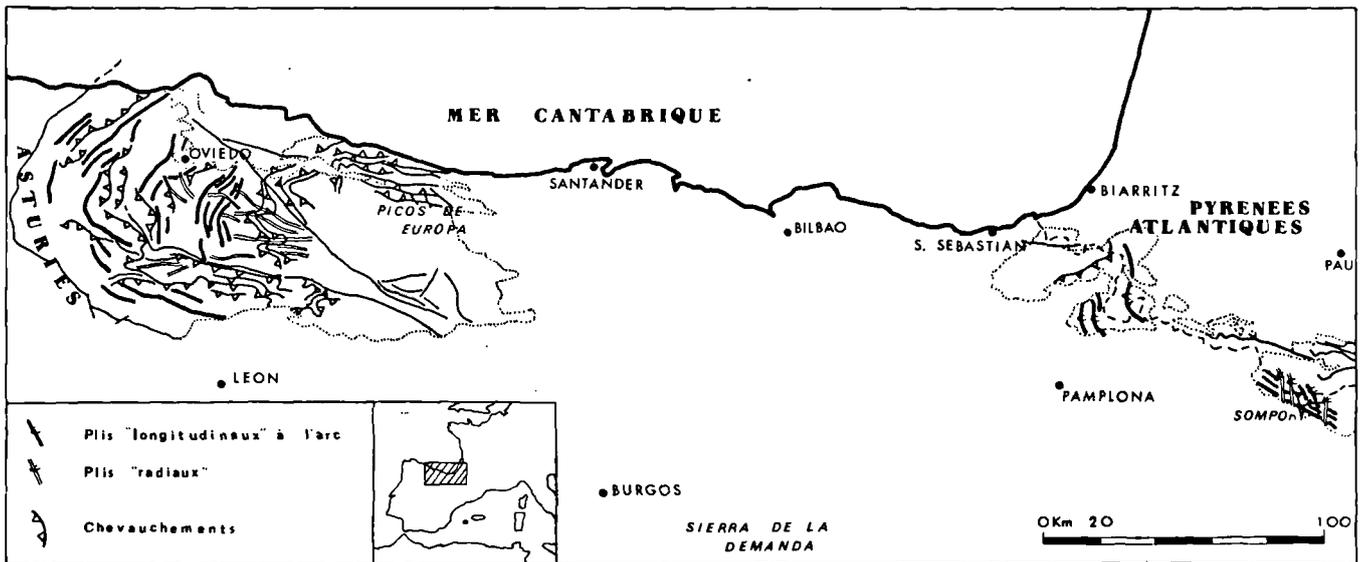


Fig. 7. — Comparaison entre les structures hercyniennes des Asturies et celles des Pyrénées occidentales, d'après Julivert (1971) et Muller et Roger (1977).

Fig. 7. — Map showing the hercynian structures of Asturies and Western Pyrenees, after Julivert (1971) and Muller and Roger (1977).

supérieur sont dans les Asturies suffisamment complètes pour avoir localement enregistré des discordances angulaires qui permettent de préciser l'âge de certaines déformations. Ces déformations seraient intervenues selon le schéma suivant : des plis longitudinaux à l'arc (Julivert, 1971), synschisteux (Matte et Ribeiro, 1975), et syngénétiques de décollements dirigés vers le centre de l'arc ont marqué un premier épisode d'âge possible anté-westphalien B ; à cette déformation ont succédé des plis de direction subparallèle aux premiers mais déversés vers l'extérieur de l'arc, et qui seraient d'âge anté-westphalien D supérieur (Julivert, 1971) ; ces structures sont déformées par des plis radiaux (anté-Stéphanien B). Ce système complexe marquerait le resserrement de l'arc asturien (Julivert, 1971 ; Matte et Ribeiro, 1975).

Il est tentant de rapprocher ces différentes observations structurales et de mettre en corrélation la mise en place des grandes unités allochtones dans les régions précédemment évoquées (décollements asturiens, unité U2 du Pays Basque, Monte Tobazo). On paralléliserait ainsi l'événement 1H du Somport, la mise en place de l'unité U2 sur l'unité U1 au Pays Basque, et l'événement asturien le plus ancien. Des déplacements tangen-

tiels dirigés vers le centre de l'arc évoqué ci-dessus sont tout à fait compatibles avec le modèle proposé par Matte et Ribeiro (1975) : resserrement de l'arc asturien et remontée d'une paléoplaque ibérique. La poursuite de ces phénomènes aurait pu entraîner la formation des structures radiales asturiennes et les plis et chevauchements de la phase 2H décrite au Somport.

CONCLUSION

Des analogies structurales entre les Asturies et les Pyrénées occidentales viennent s'ajouter à des analogies stratigraphiques. Ceci nous amène à concevoir l'appartenance de ces régions, au Paléozoïque supérieur, à un même ensemble paléogéographique et structural. L'évolution géotectonique se serait organisée autour d'un domaine central émergé durant une grande partie du Paléozoïque supérieur. Les marges de ce domaine sont soumises au Carbonifère supérieur à des déformations intenses polyphasées qui se traduisent dans la couverture sédimentaire dévono-carbonifère par des structures plicatives et tangentielles. La distribution de ces déformations serait en partie influencée par le dispositif structural hérité des distensions éo- et méso-carbonifères.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BICHOT F. (1986). — La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées ; corrélations est-canadiennes et ouest-européennes. Thèse de Doctorat Univ. Bordeaux III, Institut de Géodynamique, 320 p., 8 annexes.
- 2) BICHOT F., CLIN M., BOUCARUT M., BOUYX E. et DE BOER J.Z. (1986). — La distension éo- et méso-carbonifère dans les Pyrénées et à l'Ouest du domaine varisque. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, II, t. 303. p. 499-504.
- 3) COLCHEN J. (1974). — Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos-Logrono (Espagne). *Mém. Inst. Geol. Min. España*, 2 vol., t. 85, 436 p.
- 4) CORON S. et GUILLAUME A. (1971). — Etude gravimétrique sur le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. *In Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, éd. Technip., t. 1, IX.9-1 à IV.9-15.
- 5) HEDDEBAUT Cl. (1975). — Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques. *Bull. B.R.G.M.*, II, 4, n° 1, p. 5-30.
- 6) JULIVERT M. (1971). — L'évolution structurale de l'arc asturien. *In Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, éd. Technip., t. 1, I.2-1 à I.2-28.
- 7) MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1975). — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, D, t. 280, p. 2825-2828.
- 8) MIROUSE R., BARROQUERE G., BESSIERE G., DELVOLLE J.J. et PERRET M.F. (1983). — Amorçe de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques : données chronologiques, implications paléogéographiques. *Geol. Rundschau*, 72. 1. p. 253-281.
- 9) MULLER J. (1967). — Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, D, t. 265, p. 400-402.
- 10) MULLER J. (1973). — Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénéennes dans la partie occidentale de la haute chaîne des Pyrénées entre le Somport et le Pourtalet. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, D, t. 276. p. 2871-2874.
- 11) MULLER J. et ROGER Ph. (1977). — L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie alpine*, t. 53. p. 149-191.
- 12) SANCHEZ DE LA TORRE L., AGUEDA VILLAR J.A., COLMENERO NAVARRO J.R., GARCIA RAMOS J.C. et GONZALEZ LASTRA J. (1983). — Evolucion sedimentaria y paleogeografica del Carbonifero en la Cordillera cantabrica. *X° Congr. Int. Estrat. y Geologia del Carbonifero, Madrid*, p. 133-150.
- 13) TRUYOLS SANTONJA J. — El Carbonifero del NW de Espana. *X° Congr. Int. Estratigr. y Geologia del Carbonifero, Madrid*, p. 25-116, Chap. II.4 et II.8. en coll. avec L. Sanchez de Posada.
- 14) VALERO J. (1974). — Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, Province de Huesca (Espagne). Thèse 3^e cycle, Bordeaux.
- 15) VERBEEK E.R. (1975). — Structural evolution of the Somport area, West-central Pyrenees, France and Spain. Ph.D., University Park. Pennsylvania State Univ., 147 p.
- 16) WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.J. et RIDING R.E. (1971). — Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trab. Geol. Univer. Oviedo*, 4, p. 603-663.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVII

(1987)

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1988

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1987 —

<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIÉBAULT
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} D. BRICE
	M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. Ch. BECK
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{me} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1987 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 3 JUIN 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

M. J. CHALARD fait d'abord procéder à l'élection de nouveaux membres ; ce sont :

M. Francis TOURNEUR, Géologue, Université de Louvain-la-Neuve, Laboratoire de Paléontologie, 3, Place Louis Pasteur, B-1348 Louvain-la-Neuve, présenté par M^{lle} D. Brice et M. B. Mistiaen.

M. Jean-Pierre VIDIER, rue Verte, à 62360 Audruicq, présenté par M^{lle} S. Beckary et M. A. Blicek.

M^{me} COEN-AUBERT, Paléontologue, à Bruxelles (Belgique), présentée par M^{lle} D. Brice et M. M. Rohart.

Puis le Président donne la parole à M. RICOUR pour la présentation de l'ouvrage *Découverte de la géologie du Nord de la France*, de MM. J. RICOUR, A. BONTE, J.P. LAVEINE, J. LEPLAT, G. SOULIEZ.

Après avoir annoncé que l'excursion annuelle du Président se fera sous la forme d'une visite du Centre Historique Minier de Lewarde (Nord) et de son circuit en galerie minière, M. CHALARD donne la parole à M. CLABAUT.

Communication orale

J.P. AUFFRET, C. AUGRIS, P. CLABAUT et F. LABET. — Etude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais).

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 7 OCTOBRE 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

M. CHALARD donne la parole à M. M. WATERLOT pour la présentation de l'ouvrage de M. A. BONTE : *A qui la Terre ?*

Communications orales

- A. BEUGNIES †. — La faille de Baronville (Ardennes) (*).
A. BEUGNIES †. — Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne (Ardennes) (*).
L. WOUTERS and F. GULLENTOPS. — The sedimentology of the Westphalian D Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium).

Communication écrite

- C. DESTEUCCQ, A IZART et P. POTHERAT. — Etude sédimentologique du Carbonifère du Bassin de Jérada (Maroc oriental).

(*) Communication inscrite dans le tome CVII, fascicule 2.

The sedimentology of the Westphalian D Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium)

La sédimentologie du grès de Neeroeteren, d'âge Westphalien D, Campine (Belgique)

by L. WOUTERS(*) and F. GULLENTOPS(*)

(Plates II and III)

Abstract. — A sedimentological analysis of the Westphalian D Neeroeteren Sandstone of borehole 161b (Campine Basin) leads to the following conclusions.

The Neeroeteren Sandstone is a 130 m thick fluvial multistorey sequence essentially deposited by a sandy braided river system. The subsiding coalbasin was covered by a low angle, distal sandy fan dominated by migrating channels with some minor swamps.

From the study of the gravel (polycrystalline Quartz, graphic granite and microgranite), the sandfraction (19 % polycrystalline Quartz, 17 % fresh K-feldspars) and the heavy minerals (zircon, tourmalines and almandine garnets), we suggest a source area with old sediments and epizonal metamorphism combined with young alkaligranites or granites.

The initially red coloured sediment (2 relics on top of the unit), full of hematite and biotite, was leached by organic chelation. Biotite transformed to chlorite, hematite reduced into iron solutions giving rise to sideritic cement and ironstones. The original red sediment was changed into white sands.

The sandstones are characterised by a high porosity (15 %) and the absence of cement. The whole pressure was completely grainsupported, probable due to the absence of pore-fluids. Gasfilling from the underlying coalbasin might be the reason.

Résumé. — *L'étude sédimentologique du grès de Neeroeteren, d'âge Westphalien D, traversé au sondage 161b (Bassin de la Campine) permet de présenter les conclusions suivantes.*

Le grès de Neeroeteren (130 m) est un dépôt fluvial constitué essentiellement par une succession de remblaiements par chenaux divaguants. Le tout peut être interprété comme un dépôt de cône fluvial sableux, d'un grand fleuve à faible pente remblayant un bassin à subsidence rapide avec marécages argileux clairsemés.

L'étude des graviers (quartz polycristallin, granites graphiques et microgranites), des grès (19 % de quartz polycristallin et 17 % de feldspaths potassiques peu altérés) et des minéraux lourds (zircon, tourmalines et grenats almandins) démontre que l'aire de provenance est caractérisée par des vieux sédiments avec métamorphisme épizonal et massifs alcaligranites formant un relief assez vigoureux.

Ces roches, à l'origine de couleur rouge (2 restant au sommet de la séquence), pleines de biotites et d'hématites, ont été soumises à une lixiviation par chélation organique, détruisant les biotites et réduisant l'hématite avec formation du ciment sidéritique et responsable de la couleur blanche de l'ensemble.

Un caractère essentiel du grès est l'absence pratique de ciment et sa grande porosité (15 %). Les grains ont supporté toute la pression, ce qui est responsable des grains craquelés et des micas pliés. Ceci suggère une activité réduite des fluides interstitiels par suite d'un stade de remplissage par gaz.

(*) Katholieke Universiteit Leuven, Instituut voor Aardwetenschappen, Redingenstraat 16 bis, B-3000 Leuven.
Note présentée le 4 Octobre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

I. — INTRODUCTION

A new coal exploration campaign started in 1979 in the NE part of the Campine Basin. The first stage of this programme comprises reflection seismics and cored boreholes (fig. 1).

The Wf C coal-bearing strata are covered by the Neuroeteren Sandstone: a 300 m thick pale to white, coarse sandstone characterized by a high porosity. Renier (1944, 1949) attributed an upper Wf C age to this formation. Stockmans and Williere (1975), however, recognized the plant fossil *Neuropteris ovata* just below the sandstone sequence, which suggest a Westphalian D age.

Scheere (1961, 1963) made the first petrographical investigation. He observed the friable aspect of the sandstone, the occurrence of a kaolinite and a quartz cement, the fresh feldspars and the alteration of muscovite into hydromuscovite. Thorez and Bless (1977) postulated a complex of source areas in the Ardenno-Rhenish Massif and along its northern borders, based on the presence of metamorphic grains, mesoperthite, cherts and silicified limestone, phanite grains, trachyte (?) fragments, radiolarites, non-metamorphic shales, siderite pebbles and reworked coal-fragments.

We present a more general sedimentological investigation based on two new cored sections: GD 161 and GD 172. The study of core GD 161 was effectuated in 1984 by Bolle, De Loose, Van Lishout and Wouters for their licentiate dissertation. Core GD 172 was described by De Loose.

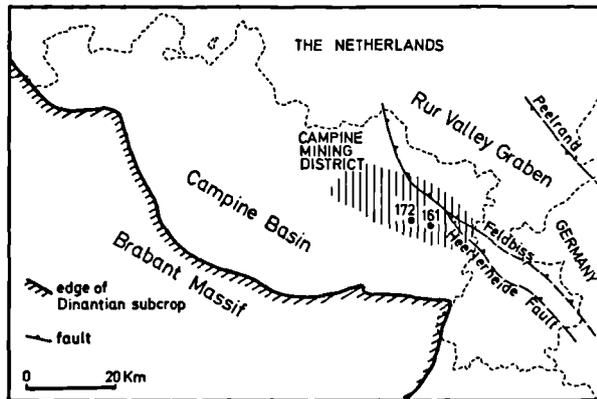


Fig. 1. — Situation map showing the new coal exploration area (Shaded) in the Campine Basin and the location of the two cored sections.

Fig. 1. — Localisation de la nouvelle région d'exploration houillère dans le bassin de la Campine, et l'emplacement des deux sondages carottés.

II. — GEOGRAPHICAL SITUATION

The Neuroeteren Sandstone was traversed in several boreholes: GD 113 and GD 117 (Renier, 1944-1949), GD 146 (Dusar and Houllberghe, 1981), GD 161 (Boonen, Dusar and Somers, 1985), GD 168 and GD 172 (fig. 2).

The Sandstone is preserved in a graben-like structure. The formation wedges out towards the south, due to later erosion. It is bordered by the Heerleheide fault in the E, by the Meeuwen and Leut faults in the West, and by a NNE-SSW oriented fault in the north.

III. — DESCRIPTION OF THE CORED SECTIONS

Two cored sections of the Neuroeteren Sandstone from well GD 161 and GD 172 have been described in detail (Gullentops *et al.*, 1985; Dusar *et al.*, 1988). From these descriptions a general log on scale 1/60 was drawn to improve the overall view (fig. 3). On the left sedimentary structures are shown. The right part is restricted to lithologic features.

The cyclic sedimentation of the formation was analysed by using a statistical method (Allen, 1970, after Carr *et al.*; Pettijohn, Potter and Siever, 1973).

Considering the abundance of the several facies and the erosional effects, the most frequent cycle of sedimentation has a fining-upward character. Based on

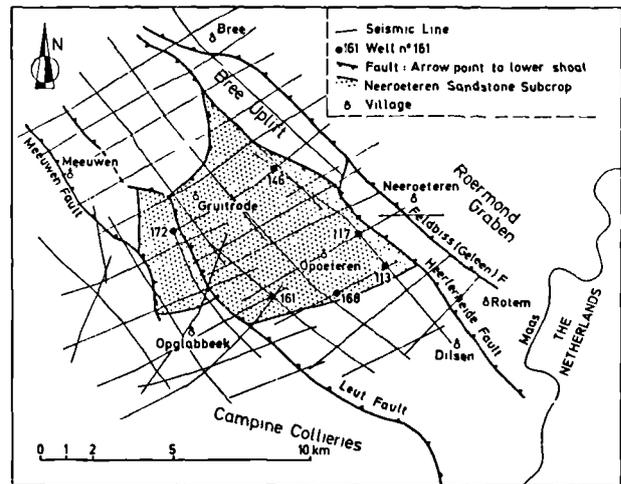
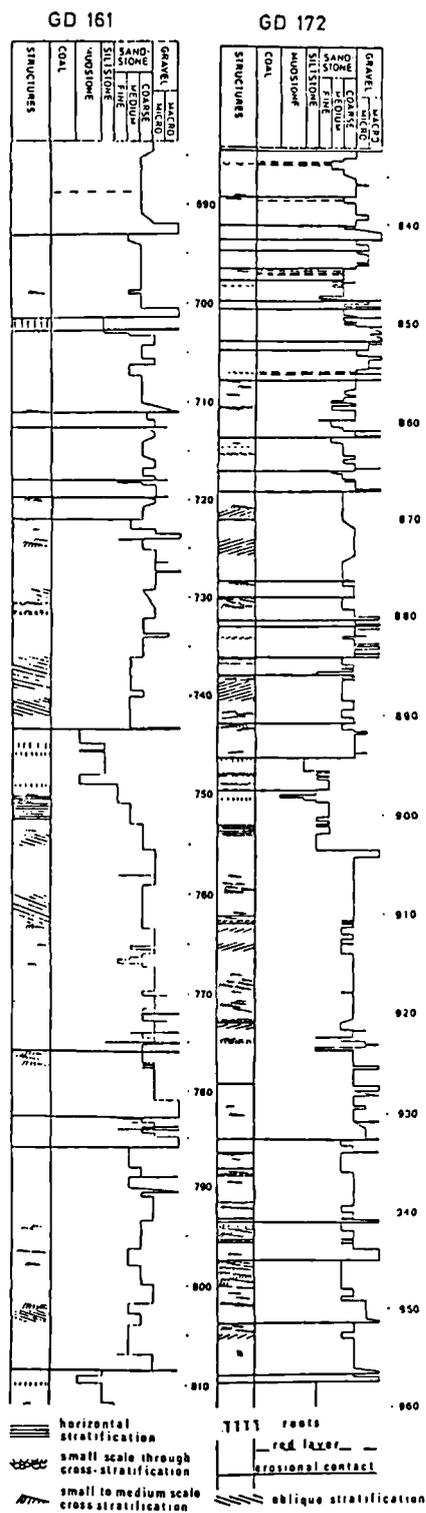


Fig. 2. — Location of the Neuroeteren Sandstone subcrop in the Campine Basin.

Fig. 2. — Carte de localisation de l'extension régionale des Grès de Neuroeteren dans le sous-sol de la Campine.



the grain size and the eventual occurrence of laminations, different facies-types were distinguished (GD 161):

- G1 : riverbed gravel (1, Pl. II).
- G2 : intraformational gravel (2, Pl. II).
- S1 : riverbed sand : a coarse to very coarse well sorted sandstone with few sedimentary structures.
- S2 : a badly sorted medium sandstone with few laminations.
- S3 : sandbar facies : a laminated, medium to fine sandstone with high angle foresets (4, Pl. II).
- S4 : floodplain facies : a fine to very fine sandstone with various kinds of lamination : horizontal lamination, climbing ripple lamination and small-scale cross lamination (5, Pl. II).
- M : backswamp facies : mudstones.
- C : coal.

A probability matrix of upward transition was calculated and is presented graphically in a tree diagram (fig. 4). The most probable cycle is G 12, S1, S2, S3, S4, C, D, G 12 ($p = .533$).

Sometimes starting with an erosional contact, the basal layer consists of very coarse sandstones or microconglomerates. Very often the conglomerates are covered by finer, well sorted sand with oblique stratifications, and followed by fine sands with horizontal stratification and ripples representing the lower flood plain phase. Once climbing ripples were found with a climbing angle of 10° . These sets have a mean thickness of 3,5 m. Some of them end with a minor siltstone or mudstone layer. Sedimentary structures in these finer sequences are ripple crosslamination (6, Pl. II), wavy and streaky lamination and even small slump structures.

Only a few coal seams or vegetation soils occur. A distinct difference exists between the Neeroeteren Sandstone and the lower Westphalian strata : the coal content is 1,57 % and 7,23 % respectively (Boonen, Duser and Somers, 1985). Plant debris occur dispersed throughout the sandstones. Raftwood is encountered in two forms. Small fragments of a few mm are accumulated in distinct laminae parallel to the stratification (3, Pl. II). Larger fragments occur isolated and are characterised by right angles and compaction features (1, Pl. II).

The entire sequence is pale grey to white in colour, due to the kaolinite cement (Scheere, 1961, 1963). However, some red layers up to 10 cm thick, occur on top of the sequence. There is no grain size difference between them and the adjacent pale sandstone.

Fig. 3. — Description of the cores GD 161 and GD 172.
 Fig. 3. — Représentation schématique des carottes GD 161 et GD 172.

The colour-contact is abrupt, parallel to the stratification and shows an one mm thick green-coloured transition zone.

Fine-grained sediments are very scarce: their amount does not exceed 5 % of the whole sequence. Thicker shale units occur under coal seams and are then vegetation soils. The Westphalian D landscape was thus covered by a thick major sandy body, with some dispersed swamps overgrown by vegetation.

Undoubtedly the Neeroeteren Sandstone is a thick, fluviatile, multistorey sequence essentially deposited by a sandy, braided river system. The subsiding coal basin was covered by a low angle, sandy fan with some minor swamps.

IV. — SEDIMENTARY PETROLOGY

1) The gravels.

a) Description and classification.

The gravels can be classified into three types :

- a) The erosional gravels characterized by an erosional base, a clast-supported basal layer and an upward decreasing gravel content. Some clay-ironstone pebbles can be present.
- b) Gravels with gradual transition : from base to top the amount of pebbles increases towards a massif gravel layer and then decreases again. This illustrates immediate deposition starting with overflow of coarse sand before the arrival of the gravel bed.
- c) Clay-ironstone gravels consist of clay-ironstone pebbles and clay lenses bedded in a coarse-grained sandstone matrix. This gravel has an intraformational origin : a river channel invades a swamp, and the uncompletely hardened clay-ironstone layers are eroded and promptly deposited as an intraformational gravel.

b) Granulometry and morphometry.

- a) Grain size distribution ranges from $\varphi = -0,92$ to $\varphi = -3,2$.

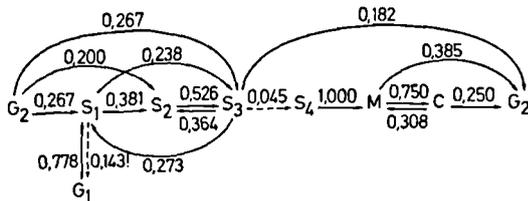


Fig. 4. — Tree diagram of upward transition probability.

Fig. 4. — Diagramme (en forme d'arbre) de la probabilité de transition.

The mean grain size and the related shear stress increase to a maximum at a depth of 785,5 m and then diminishes again.

- b) The mean roundness index reaches only 160, proving a first cycle fluviatile transport (Cailleux and Tricart, 1963).

2) Mineralogical composition of the sandstones.

a) The light minerals.

Quartz is the main constituent of the sandstone. Half the grains show an abrupt extinction, the other half has a distinct undulating extinction. Most grains are impure and contain many inclusions such as muscovite, zircon and tourmaline. The rather important amount of polycrystalline quartz (approximately 20 %) will be discussed later.

Feldspars are the second important rock-forming mineral in the sandstones. They are remarkably fresh and are mainly composed of microcline and orthoclase. The large amount of potassic feldspars (17 %) is unusual for Belgian Paleozoic sediments. Only the Upper Devonian Condros Sandstone contains potassic feldspars in similar amounts (Michot, 1963).

The mica minerals are dominated by detrital muscovite which appears to be often folded between the grains or even broken, showing high weight compression (7, Pl. II). The red layers (fig. 3) contain much brown biotites changing to green biotites and chlorite (see also heavy minerals).

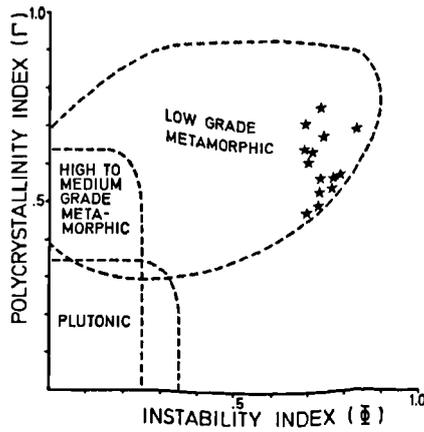
The pores of the sandstones contain some cryptocrystalline kaolinite, some muscovite grains and large, authigenic vermicular kaolinite booklets (Scheere, 1961, 1963). Sometimes a pseudomatrix is present formed by crushed and squeezed clayey rock fragments (Dickinson, 1970).

All the thin sections show traces of a carbonate cement. This varies from few cryptocrystalline, rhomboedral crystals in the matrix, to the complete filling of the pores.

Table I shows the composition of the rock fragments. The genetic nomenclature is based upon Young (1976). Fig. 5 illustrates the relationship between the polycrystallinity index and the instability index. All samples plot in the low grade metamorphic area. Plutonics were also a source rock for the Neeroeteren Sandstone. The rock fragments contain an average of 6 % gneiss fragments (1 and 2, Pl. III) and 2 % microgranite fragments.

b) Classification.

The classification of the sandstones is based on the compositional stability (Q-F-L diagram) and on textural maturity (Dott, 1963). Most of the samples are classified as "subarkose". Very fine sandstones and the



$$\Gamma = \frac{\text{detrital polycrystalline quartz with more than 3 crystal units per grain}}{\text{total detrital polycrystalline quartz}}$$

$$I = \frac{\text{detrital polycrystalline quartz with unstable characteristics}}{\text{total detrital polycrystalline quartz}}$$

cemented layers plot in the area of feldspatic graywacke.

The subarkose therefore originated in a source area with unweathered granites and low metamorphic rocks.

c) *The heavy minerals.*

The carbonate minerals present in the heavy fraction (12 % of total rock volume, 80 % of heavy fraction) were leached out with 0,1 N HCl. At least 100 transparent grains were identified in every sample (table II). About 70 % of all non-carbonate transparent minerals are composed of resistant minerals: garnet, zircon and tourmaline. A sphalerite-containing

Fig. 5. — Relationship of the instability index vs. the polycrystallinity index for detrital polycrystalline quartz derived from known crystalline source rocks. After Young (1976).

Fig. 5. — Relation entre l'index d'instabilité et l'index de polycristallinité pour des quartz polycristallins dérivés de différentes roches mères. D'après Young (1976).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
807,10	7	4	11	11	17	9	2	9	7	5	4	1	5	-	1	5	2	-	-	100
793,80	4	5	10	11	13	15	9	11	4	4	1	1	5	-	1	1	3	1	1	100
882,75	5	5	9	6	17	10	5	13	3	3	2	2	5	2	3	2	6	2	-	100
776,50	4	3	8	5	22	11	9	12	1	1	-	1	2	-	7	3	8	3	-	100
764,65	2	2	3	1	22	8	6	13	3	-	1	2	6	5	5	5	4	2	-	100
739,80	5	6	10	3	11	12	2	11	1	7	1	3	6	-	6	4	8	3	1	100
732,25	2	8	12	3	13	15	11	12	5	3	2	2	2	1	1	5	2	1	-	100
731,80	3	-	7	9	24	7	6	17	2	3	-	1	6	-	3	3	6	2	1	100
723,90	5	6	14	6	14	9	11	7	5	5	2	1	2	-	1	2	6	2	2	100
718,70	1	4	7	13	14	12	1	15	5	-	-	1	5	4	5	2	5	5	1	100
711,50	2	7	15	3	15	7	16	12	1	2	-	7	1	-	-	9	2	-	1	100
703,60	3	1	2	8	13	12	4	20	1	1	2	8	4	1	9	6	5	-	-	100
691,50	1	1	7	5	26	8	4	20	1	-	1	4	13	-	3	1	5	-	-	100
687,30	5	-	5	2	15	12	8	19	4	-	2	-	5	1	8	2	10	-	2	100
684,00	7	2	10	9	11	14	1	17	3	2	2	1	6	-	2	2	8	2	1	100
Totaal	56	54	130	105	247	161	95	208	46	36	20	35	73	14	55	52	80	23	10	1500

- | | | |
|--|-----------------------------------|-------------------------------------|
| 1. Sample | 8. Mosaic quartzite | 15. Quartzite with mica rich layers |
| 2. Chert | 9. Polygonized quartzite | 16. Mica-shale |
| 3. "Quartzitschiefer" | 10. Mica rich chert | 17. Shales |
| 4. Quartzite with original host crystals | 11. Siltstone | 18. Grafic granite |
| 5. Micro quartzite with sutured borders | 12. Very fine sandstone | 19. Microgranite |
| 6. Macro quartzite with sutured borders | 13. Fine grained wacke | 20. Polycrystalline feldspar |
| 7. Polyhedral quartzite | 14. Clayey polycrystalline quartz | |

Table. I. — Quantitative and qualitative analysis of the rock fragments.

Tableau I. — Analyse quantitative et qualitative des fragments lithiques.

layer, 5 cm thick, was found at the base of the sandstone (sample 808.7). The red layer (e.g. sample 688.0) contains much hematite, classified here with the opaque minerals. The transparent fraction is mainly composed of biotite (90 %) with some chlorite (3 %). In a thin section we observed the weathering of biotite to chlorite. We believe this to be the original composition of the sediment. In humic acid conditions of the swamps the iron was reduced and transported by organic chelation. Hematite, biotite and probably other minerals disappeared and the originally red sediment was transformed into white sands. The iron solutions gave rise to sideritic cement and to the formation of the ironstones.

The zircons were first divided into four classes of roundness (Esch, 1962): sub-idiomorphic, idiomorphic, subrounded and rounded. Almost all well-rounded grains are pick and are probably reworked from Cambrian or pre-Cambrian sediments.

A typological determination was carried out on the sub-idiomorphic and idiomorphic crystals (Pupin and Turco, 1979). Results are plotted in the Index-of-Acidity/Index-of-Temperature (IA-IT) diagram (fig. 6). Samples are situated in areas 3 and 4, indicating alkaline granites or alkaline syenites as source rock.

Sample	Opaque minerals Rock	Transparent fragments minerals	Garnet	Zircon	Tourmaline	Apatite	Rutile	Chlorite	Anatase	Brookite	Biotite	Sphalerite	Kyanite
757,8	26	14	60	37	23	33		7					
765,0	16	12	72	41	51	8							
765,5	24	16	60	46	35	14		5					
767,4	35	14	51	51	34	11		4					
768,4	35	11	54	55	20	13		5					
711,9	18	36	46	23	16	37		6		2	6		
719,8	14	30	56	35	37	17		7					
725,0	26	14	60	40	20	23		17					
729,8	16	12	72	10	37	7		44					
743,0	42	16	42	8	55	24		1		1			
763,4	24	16	60	45	26	29		2		2	1		
763,6	27	12	61	51	18	22		5		4			
769,9	14	16	70	31	12	31		7		13	3	3	
784,2	20	12	68	24	37	22		3		13	3		
777,6	24	30	46	7	61	23		5		1	4		
808,3	36	36	28	38	38	13		8			3		
796,7	10	50	40	29	27	40		2					
796,7	50	4	66	70	9	14		7					
808,7	12	14	64	25	10	9		5				50	
794,0	24	12	34	28	29	14		10		4	5		
731,8	25	36	38	28	36	12		10		3			
730,6	28	56	16	12	45	22		15		2	1		1
688,0	58	2	40	4	1						30		2

Table II. — Quantitative and qualitative analysis of the heavy minerals.

Tableau II. — Analyse quantitative et qualitative des minéraux lourds.

It is noteworthy that the garnet grains tend to be larger than the surrounding quartz grains. Partially, the garnets show important staircase corrosion figures and small cubic etchpits of minor importance. Vicinal hillocks (Simpson, 1976) or "Imbricate Wedge Markings" (Rahmani, 1973) are frequently observed. These forms have long been described as due to corrosion (Morton, 1984). Some grains however exhibit large blinking flat crystal faces. SEM pictures of the garnets revealed perfect faces which seem more likely due to neof ormation (4, 5, 6, Pl. III). A microprobe analysis of 56 grains showed an almandinic composition, although pyrope content may reach 35 weight percent. The chemical composition of these garnets is too variable for an authigenic origin.

The facets on the garnets are the result of corrosional effects. This is also stated in two recent papers. Borg (1986) found a positive correlation between calcite cemented sandstone and the occurrence of faceted garnets. He concluded that high-calcium activities in pore fluids were responsible for the etching. Hansley (1987) used petrologic and experimental data to denote that the faceted garnets were etched by organic acids produced during bacterial and thermal diagenesis of organic matter.

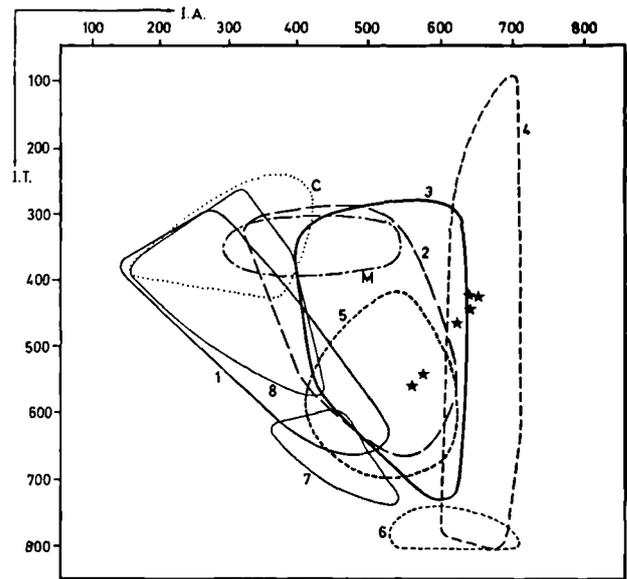


Fig. 6. — Relationship of zircon populations and their respective source rock after Pupin (1980).

1, Diorites, quartzgabbros, quartz diorites and tonalites. — 2, Granodiorites. — 3, Monzogranites and monzonites. — 4, Alkaline syenites and granites. — C, Cordierite-bearing rocks. — M, Migmatites. — 5, Calc-Alkalirhyolites. — 6, Alkalirhyolites. — 7, Andesites. — 8, Dacites.

Fig. 6. — Relation entre les populations de zircon et leurs roches mères respectives selon Pupin (1980).

3) The mudstones.

The scarce fine sediments in the Sandstone of Neeroeteren coincide in many cases with vegetation soils. They mostly are massive with a discontinuous cleavage plane. Sometimes, when rich in organic matter (debris of plants), they display a parallel lamination. In that case cleavage takes place along the enriched laminae. Organic matter amounts to 0,6-5 %.

The clay contain much autigenic rutile needles, the so-called "clay slate needles". These rutile needles can diagenetically be formed from titanite acids set free by decomposition of biotite (Greensmith, 1971).

The mudstone clay is mainly illitic, the illite content varying between 50 and 100 %. The underclays are richer in kaolinite, which formed post-depositionally by leaching in acid swamp conditions (Staub and Cohen, 1978). The polymorphism type of illite, using the methods of Velde (1969) and Thorez (1981), is exclusively constituted of the 1 Md polymorph. The mudstones have never been subjected to high-grade diagenesis (Maxwell and Hower, 1967).

A fabric analysis, using thin sections, X-ray diffraction and the texture goniometer shows strong parallel orientated clay particles; this is consistent with deposition of peptised clay particles in fresh water (Van Olphen, 1966). In the underclays a light disturbance of the particles is noted.

Five clay samples were investigated with the microprobe. For this purpose a special technique of sample preparation was applied. The $< 2 \mu$ e.s.d. fraction was sedimented by intense centrifugation, and dehydrated at 60°C. The hard, shiny surface of the sediment allowed a good analysis (Table III). Kaolinite rich samples (809.80 and 810.70) show notably higher values

Sample	806.60	808.50	809.00	809.80	810.70
Oxydes					
Si O ₂	46.9	51.0	50.7	46.5	48.0
Al ₂ O ₃	31.7	29.5	31.5	34.0	31.5
FeO + Fe ₂ O ₃	1.2	1.6	1.2	0.9	1.3
MgO	1.4	1.1	1.2	1.6	1.7
CaO		0.1	0.1	0.2	0.2
Na ₂ O	0.7	0.7	0.8	0.4	0.4
K ₂ O	7.8	7.2	6.6	4.5	5.8
TiO ₂	1.2	0.8	0.6	0.3	0.3
H ₂ O ⁻	0.9	1.1	1.3	1.5	0.9
H ₂ O ⁺	8.2	7.2	5.9	10.0	9.8
Total	100.0	100.3	99.9	99.9	99.9

Table III. — Chemical analysis of the clay fraction.
Tableau III. — Analyse chimique de la fraction argileuse.

for Al₂O₃, MgO and H₂O⁻, and lower SiO₂, Na₂O, K₂O and TiO₂ values than the kaolinite poor ones. Low MgO and Na₂O contents denote the non-marine origin of the clay (Weaver, 1973).

Westphalian D shales were compared with Westphalian A and B shales described by Scheere (1954, 1958, 1968). The following differences are noted (Table IV):

— Scheere (1968) found 3 % of detrital chlorite grains and, beside illite and kaolinite, some additional clay minerals such as chlorite (9 %), some traces of mixed layers (illite-chlorite) and an intermediate form of illite and muscovite. The clay minerals of the Westphalian D shales are restricted to a mixture of illite and kaolinite.

— Scheere does not mention the occurrence of clay slate needles nor the presence of biotite.

The difference in clay mineral composition and the possible occurrence of biotite in the initial Westphalian D sediments, point to a source area different from that of the underlying Westphalian layers.

V. — POROSITY AND DIAGENESIS

1) Porosity and compaction.

Renier (1945) made the first brief porosity measurement, using a water saturation method. He found a porosity of 18 %. A petrophysical analysis has been executed by Petrofina by order of the Belgian Geological Service. Porosities have been measured using an immersion method with pressurizing equipment, permeabilities by means of the changeable load air

MINERALS	Westph.	Westph.
	A/B	D
Quartz and feldspaths	33	29
Detrital muscovite	6	7
chlorite	3	—
biotite	—	+
Clay minerals :		
illite	25	40
kaolinite	20	18
chlorite	9	—
Siderite	4	6

Table IV. — Mineralogy of Westphalian A/B shales (Scheere, 1968) and Westphalian D shales.

Tableau IV. — Mineralogie de schistes d'âge Westphalien A/B (Scheere, 1968) et d'âge Westphalien D.

permeameter (type IFP 49). The results of this study are shown in fig. 7 in which the porosity and the permeability are plotted against depth.

Porosity varies between 10 and 20 % decreasing slightly with depth, caused by increasing compaction. The saw-tooth pattern is due to the different lithologies sampled, which show the following porosities :

carbonate-cemented layer	4 %
mudstone-siltstone	7 %
fine sandstone	12 %
medium sandstone	16 %
coarse sandstone	20 %

A strong positive correlation exists between porosity and permeability. The Neeroeteren sandstone possesses excellent reservoir rock capacities.

The effects of compaction are limited to concave-convex contacts (pressure solution) between quartz grains, and deformation of mica plates and unstable pellic fragments. These effects are non-existent in the three totally cemented layers. First bleaching and then cementation took place soon after sedimentation.

The whole pressure seems to have been grain-supported, probably due to the absence of pore fluids. Gas filling from the underlying coal basin might be the reason.

2) Diagenesis.

As previously mentioned, we assume that the original sandstone was red and had a different mineralogical composition : the sediments were rich in hematite and biotite.

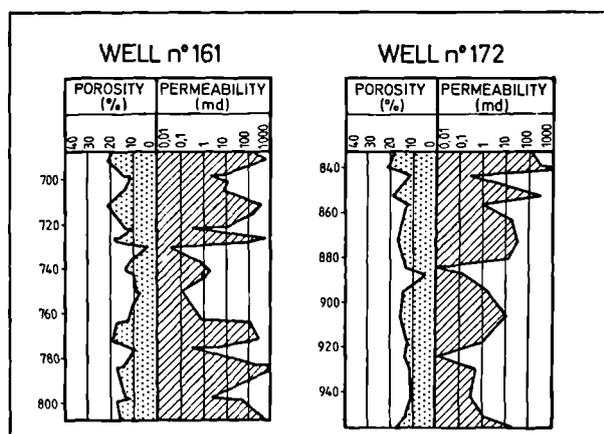


Fig. 7. — Porosity/Permeability diagram (Petrofina).

Fig. 7. — Diagramme de la porosité et de la perméabilité (Petrofina).

The formation is composed of 90 % sandstone, with only a few mud layers. Acid waters from the reducing swampy environment percolated easily through the sandstones. The red sediment was bleached : biotite was destroyed and hematite reduced. The iron solutions thus set free, gave rise to the sideritic cement (8, Pl. II) and to the clay-ironstones. The muscovite nearly always shows an alteration to hydro-muscovite along the cleavage planes and the rims of the plates. This alteration is accompanied by an increase in size causing the plates to cleave (Scheere, 1963).

An intraformational corrosion occurred, etching the garnets and dissolving the weatherable minerals.

VI. — PALEOCURRENT ANALYSIS

The Neeroeteren formation was slightly tilted during the Asturian orogenic phase (Bouckaert, Bless and Paproth, 1980). The orientation of this tectonic tilting was determined from seismic data : dip amounts 7° to the NW (N30-50E7N).

A reliable paleocurrent analysis was impossible for various reasons.

In well 172 a dip logging was carried out by BPB. Due to the homogenous sandstone lithology, only poor resolution was possible : 34 % of the measurements has a correlation value greater than 0.50. Low dips (0-15°) show, in 80 % of the cases, an orientation between north and west, as can be expected from the tectonic tilt. Higher dip values, corresponding to oblique stratifications, are scarce and show random orientation. Since dip logging gives inadequate information about the transport direction, measurements on the cores were the alternative.

In a first method, the orientation of oblique stratifications was measured by comparing them with layers interpreted as been deposited horizontally.

These "horizontally" deposited layers are now dipping 7° to the NW due to the tectonic tilting.

A great dispersion of measurements was noted with a mean to the NW. The great dispersion of orientations suggests that the premiss of horizontal sedimented layers is not fulfil. The sedimentary surface of the sandy fan had a very undulating microtopography with sand bars and channels. Since we cannot distinguish what was originally deposited horizontally from other deposits we must reject this method.

The second method was based on the following reasoning. A transport direction showing the same orientation as the tectonic tilting (from SE to NW) will be characterized by oblique stratifications dipping 30° and more : ca. 25° from the foresets plus 7° of the tectonic tilting. Transport directions perpendi-

cular of more opposite to the tectonic tilting will have oblique stratifications dipping less than 30°. More than 500 measurements were plotted as a frequency histogram. Only 2,5 % of the dips are greater than 30°: a transport direction from the SE must be excluded. This also proves that the first method was not reliable, and it confirms that the fan showed an undulating microrelief.

We have no direct evidence for a specific transport direction. We assume that from the measurements of the dips the sediments were derived from a direction opposite to the tectonic tilting.

CONCLUSIONS

The Westphalian D Neeroeteren Sandstone is both sedimentologically and petrographically different from the underlying Carboniferous.

First of all, Westphalian D sediments consist of an alternation of sandstones and conglomerates. Only a few mudstone layers and coal seams occur in the sequence. The landscape must have been remarkably different from lower coal measures. A large, fan-shaped sand body of low angle deposited by a braided river dominated at that time.

The mineralogical content differs distinctly from the other coal measures. The sediments were red containing hematite which denotes a source area in a semi-arid climate. The occurrence of 17 % fresh potassic feldspars supports this view: only physical weathering took place. Chemical weathering, as early diagenetically leaching, started after deposition in more humid conditions (coal seams denote vegetation).

The rock fragments contain 6 % gneiss granite and 2 % microgranite fragments. No trace of radiolarites so common in conglomerates of the lower coal measures was found (Klerkx, 1966).

Two kinds of zircon were recognised: one is presumably derived from alkaline granites, the other from pre-cambrian or cambrian rocks.

The final corrosion of the garnets let us presume that less stable minerals have disappeared.

We conclude that the Neeroeteren Sandstone must have a completely different source area from the underlying Dinantian. It shows the following characteristics:

- old sediments and epizonal metamorphism,
- alkaline granites in sufficient relief to produce young sediments.

The sandstone is very similar to the Upper-Famenian Condros Sandstone in the Belgian Ardennes. This arkose contains 20 to 60 % feldspars. Michot (1963) supposed a northern source area for this sediment.

Paproth, Dreesen and Thorez (1986) concluded that the Condros Sandstone is derived from a nearby pre-Cambrian gneissic source rock area, notably the Mid-Netherlands High.

We have no direct indication for the position of a source area for the Neeroeteren Sandstone. The paleocurrent analysis revealed only that the most probable transport direction is oriented from north-northwest-west to south.

In contradiction with Thorez and Bless (1977), we must exclude the Ardenno-Rhenish massif, for none of the characteristics we are searching for are present there.

We also may exclude areas south of the Ardenno-Rhenish Massif, e.g. the granite massifs underlying the Paris Basin. This supposes transport through the uplifting Ardennes or, that the Variscan mobile belt was not evolved so far to the north at that time.

Neither of the two suppositions seem reasonable.

The source must be situated in the north. We rule out the Mid-Netherlands High for two reasons. First this massif is too small to produce a sufficient quantity of sediments, secondly, it is covered by Westphalian A and B (Van Staalduinen *et al.*, 1979; Van Wijhe and Bless, 1974).

We think that the Neeroeteren Sandstone was derived from the Scandinavian Shield.

Also some German investigators consider a northern source area for the bulk of Westphalian sediments of the NW German Basin (Hedeman *et al.*, 1971). Hedeman and Teichmüller (1971) concluded from the occurrence of grapholite-bearing lydites and the SW-dip of foresets that the sediments from the Ibbereuren area were derived from the NE. Data of wells in the NE German Basin show the occurrence of a northern continent (Bless *et al.*, 1977).

The Scandinavian Shield possesses the necessary characteristics for a source area: massifs consisting of old granites and epizonal metamorphic rocks. During the late Westphalian, this area belonged to the northern semi-arid belt, which explains the original red colour of our sediments.

Acknowledgements. — The authors would like to acknowledge L. Bolle, J. De Loose and S. Van Lishout for their contribution in this investigation; the Belgian Geological Service and especially Dr. J. Bouckaert and Dr. M. Dusar for providing us the cores, for the interesting discussions and the practical information; G. Ferdinand, F. Wuyts and D. Van Grunderbeeck for the technical assistance; G. Willems who made the drawings, L. Ceuppens for typing and Dr G. King for reviewing the manuscript.

L. Wouters thanks the I.W.O.N.L. for financial support.

REFERENCES

- 1) ALLEN (1970). — Studies in Fluvial Sedimentation : A comparison of fining upwards cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation. *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, p. 298-323.
- 2) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J.M. and PAPROTH E. (1977). — Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe with reference to the Westphalian C North of the mobile Variscan belt. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, v. 28/5, p. 101-127.
- 3) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. and PAPROTH E. (1980). — Pre-permian around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and Germany. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, v. 32/1, 179 p.
- 4) BOONEN, DUSAR and SOMERS (1985). — De steenkoolverkenningboring Opglabbeek-Louwelsbroek. *Prof. Papers*, Serv. Géol. Belg., v. 218, 78 p.
- 5) BORG G. (1986). — Faceted garnets formed by etching. Examples from sandstones of Late Triassic age, South Germany. *Sedimentology*, v. 33, p. 141-146.
- 6) CAILLEUX A. et TRICART J. (1963). — Initiation à l'étude des sables et des galets. Tome I: texte. Paris, Centre de Documentation Universitaire, 363 p.
- 7) DICKINSON W.R. (1970). — Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, v. 40, p. 695-707.
- 8) DOTT (1964). — Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification? *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, p. 625-632.
- 9) DUSAR M. and HOULLEBERGHS E. (1981). — De steenkool verkenningboring van Neerglabbeek (Boring 146 van het Kempens bekken) (Belgische Geologische Dienst). Overdruk : *Annalen der Mijnen van België*.
- 10) DUSAR, BLESS, BORREMANS, BURGER, DE LOOSE, DEMARET, FELDER, GULLENTOPS, LIE, MUCHEZ, PAPROTH, PIERART, ROSSA, SMOLDEREN, SOMERS, STEURBAUT, STREEL, VIAENE, WITTE, WOUTERS and BOUCKAERT (voorwoord) (1987). — De steenkoolverkenningboring Gruitrode-Ophoverderheide (Boring 172 van het Kempens Bekken). *Prof. Paper*, 1987/3, 230, 235 p.
- 11) ESCH (1962). — Zur Sedimentologie und Diagenese der Sandstein und Schiefertone im hangenden des Flözes P₂ (b Westf. B) in der Emscher Mulde des Ruhrkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, v 3, p. 647-666.
- 12) GREENSMITH J.T. (1971). — Petrology of the sedimentary rocks. T. Murby and Co (fifth edition), 502 p.
- 13) GULLENTOPS F., BOLLE L., DE LOOSE J., VAN LISHOUT S., WOUTERS L. (1985). — De sedimentologie van de zandsteen van Neeroeteren (Boring 161 + 161b Opglabbeek-Louwelsbroek). *Intern. Rapport*, 122 p.
- 14) HANSLEY P.L. (1987). — Petrologic and experimental evidence for the etching of garnets by organic acids in the Upper Jurassic Morrison Formation, Northwestern New Mexico. *Journal of Sed. Petr.*, v. 57, 4, p. 666-681.
- 15) HEDEMAN H.A., FABIAN H.J., FIEBIG H. and RABITZ A. (1971). — Das Karbon in marinparalischer Entwicklung. 7. *Internationaler Kongress für Stratigraphie und Geologie des Karbons*, p. 29-47.
- 16) HEDEMAN H.A. and TEICHMULLER R. (1971). — Die paläographische Entwicklung des Oberkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, v. 19, p. 129-142.
- 17) KLERKX (1966). — Etude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. géol. Belg.*, v. 89, p. 97-117.
- 18) MAXWELL D.T. and HOWER J. (1967). — High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series. *American Mineralogist*, v. 52, p. 843-857.
- 19) MICHOT J. (1963). — Les feldspaths dans les sédiments dévoniens et carbonifères de la Belgique. *Mém. Classe Sci., Acad. Roy. Belg.*, v. 34, 55 p.
- 20) MORTON A.C. (1984). — Stability of detrital heavy minerals in tertiary sandstones from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, v. 19/3, p. 287-309.
- 21) PAPROTH E., DREESEN R. and THOREZ J. (1986). — Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, v. 109, p. 285-323.
- 22) PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. and SIEVER R. (1973). — Sand and sandstone. Berlin, Springer Verlag A.G., 618 p. (p. 446-449).
- 23) PUPIN J.P. (1980). — Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 73, p. 207-220.
- 24) PUPIN J.P. and TURCO G. (1979). — Le zircon et l'origine mantellique de certains granites : le point après l'étude complexe de Plaumanac. *Réunion Ann. Sci. Terre*, Lyon, 387 p.
- 25) RAHMANI R.A. (1973). — Grain surface etching features of some heavy minerals. *Jour. Sed. Petrology*, v. 43, p. 882-888.
- 26) RENIER A. (1949). — Quelques précisions sur les zones supérieures du Westphalien C de la Campine d'après une première étude du grand sondage de recherche N° 113 (Neerheide) à Neeroeteren (Limbourg belge). *Bull. Soc. Belge Géol.*, v. 53, p. 120-168.
- 27) RENIER A. (1949). — Sur les grès du Westphalien supérieur de Neeroeteren. *Ann. Soc. géol. Belg.*, v. 72, p. 377-419.
- 28) SCHEERE J. (1954). — Contribution à l'étude lithologique du terrain houiller de Belgique. *Volume jubilaire V. Van Straelen*, t. 1, p. 2-92.
- 29) SCHEERE J. (1958). — La kaolinite du Houiller Belge. Communication présentée aux « Journées internationales d'étude des argiles de l'association belge », 21 p.
- 30) SCHEERE J. (1961). — Contribution à la lithologie du Westphalien C supérieur de la Campine orientale (sondages 110, 113, 117). *Bull. Soc. Belge Géol.*, v. 70, p. 214-246.

- 31) SCHEERE J. (1963). — Etude micrographique de l'évolution diagénétique des roches du Houiller Belge. *Bull. Soc. Belge Géol.*, v. 72, p. 295-370.
- 32) SCHEERE J. (1968). — Les minéraux des argiles de la zone de Genk (Westphalien A supérieur) de la Campine. *Bull. Soc. Belge Géol.*, v. 77, p. 5-13.
- 33) SIMPSON G.S. (1976). — Evidence of overgrowths on, and solutions of, detrital garnets. *Jour. Sed. Petrology*, v. 46, p. 689-693.
- 34) STAUB J. and COHEN A. (1978). — Kaolinite-enrichment beneath coals: a modern analog, snuggedy swamp South Carolina. *Jour. Sed. Petrology*, v. 48, p. 203-210.
- 35) STOCKMANS F. and WILLIERE Y. (1975). — Sondages n° 113 (Neerheide) et n° 117 (De Hoeven) à Neeroeteren. *Prof. Papers*, Serv. Géol. Belg, v. 211, 54 p.
- 36) THOREZ J. and BLESS M. (1977). — On the possible origin of the lower Westphalian D Neeroeteren Sandstone (Campine, Belgium). *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, v. 28/5, p. 128-132.
- 37) THOREZ F. (1976). — Practical identification of Clay Minerals. A handbook for teachers and students in clay mineralogy. Dison, ed. Lelotte. 90 p.
- 38) VAN OLPHEN (1966). — An introduction to clay colloid chemistry. London, J. Wiley and Sons (2nd ed.), 318 p.
- 39) VAN STAALDUINEN C.J. *et al.* (1979). — The geology of the Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, v. 31/2, 49 p.
- 40) VAN VIJHE D.H. and BLESS M.J.M. (1974). — The Westphalian of the Netherlands with special reference to miospore assemblages. *Geologie en Mijnbouw*, v. 53/6, p. 295-328.
- 41) VELDE B. (1965). — Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *American Mineralogist*, v. 50, p. 436-449.
- 42) WEAVER C.E. *et al.* (1973). — The chemistry of clay minerals. *Dev. in Sedimentology*, v. 15, 213 p.
- 43) YOUNG S.W. (1976). — Petrographic textures of detrital polycrystalline Quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Jour. Sed. Petrology*, v. 46, p. 595-603.

* * *

EXPLANATION OF THE PLATES

PLATE II

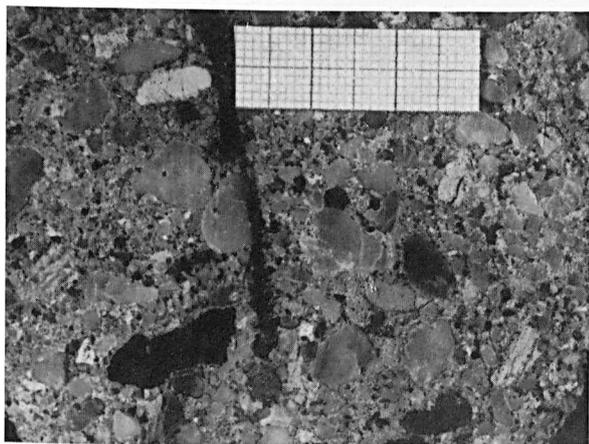
- Fig. 1. — Facies G1: riverbed gravel consisting of quartz pebbles and a piece of raftwood (scale is 3 cm).
- Fig. 2. — Facies G2: intraformational gravel consisting of clay-ironstone pebbles (dark grey) and clay lenses (light grey) (scale is 25 cm).
- Fig. 3. — Oblique stratifications made of accumulated small fragments of raftwood (scale is 17 cm).
- Fig. 4. — Facies S3: laminated medium sandstone with high angle foresets (scale is 25 cm).
- Fig. 5. — Facies S4: fine sandstone with small-scale cross lamination (scale is 22 cm).
- Fig. 6. — Facies S4: very fine sandstone with ripple cross lamination (scale is 22 cm).
- Fig. 7. — Broken biotite grain, // nicols ($400 \mu \times 300 \mu$).

- Fig. 8. — Authigenic siderite grain (dark grey to black) between the blades of a muscovite grain (light grey) // nicols ($200 \mu \times 150 \mu$).

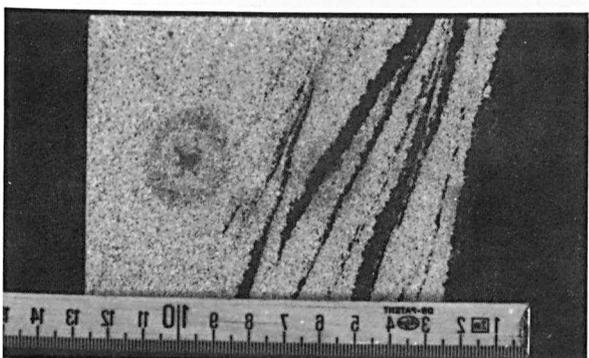
PLATE III

- Fig. 1. — Graphic granite fragment, // nicols ($400 \mu \times 300 \mu$).
- Fig. 2. — Graphic granite fragment, X nicols ($400 \mu \times 300 \mu$).
- Fig. 3. — Polyhedral quartzite, X nicols ($400 \mu \times 300 \mu$).
- Fig. 4. — S.E.M. picture of a garnet, magnification: $250 \times$. Note the "large" blinking flat crystal faces.
- Fig. 5. — S.E.M. picture of a garnet, showing stair-case corrosion figures. Magnification: $250 \times$.
- Fig. 6. — S.E.M. picture of a garnet showing etchpits and "imbricate wedge markings". Magnification: $340 \times$.

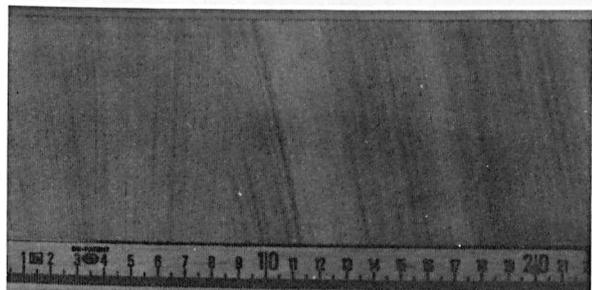
— * —



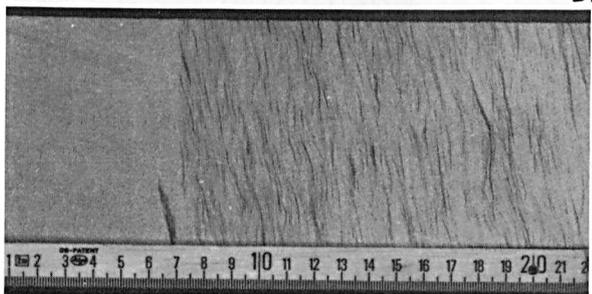
1.



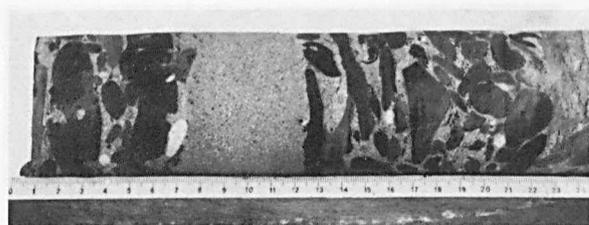
3.



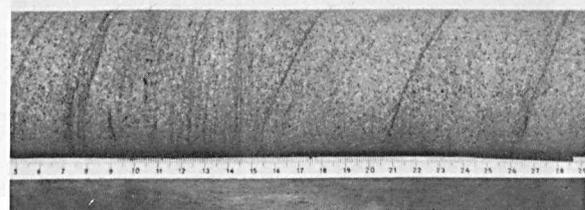
5.



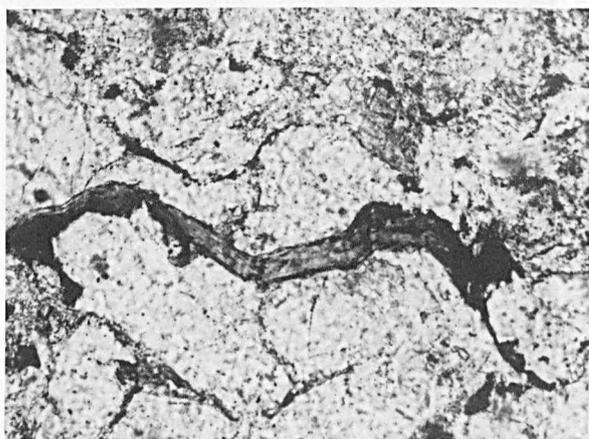
6.



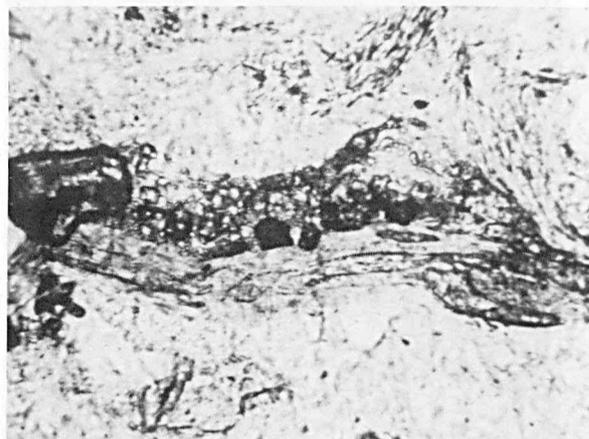
2.



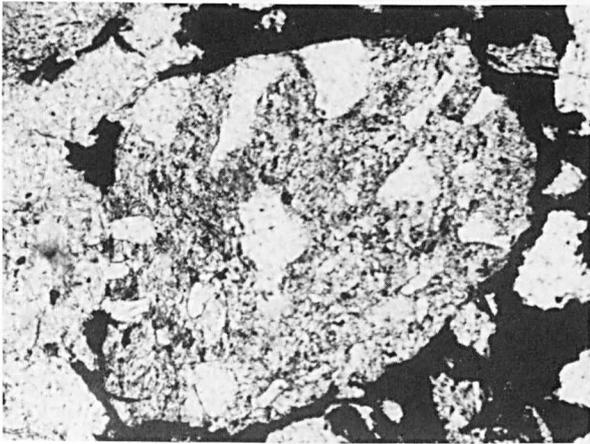
4.



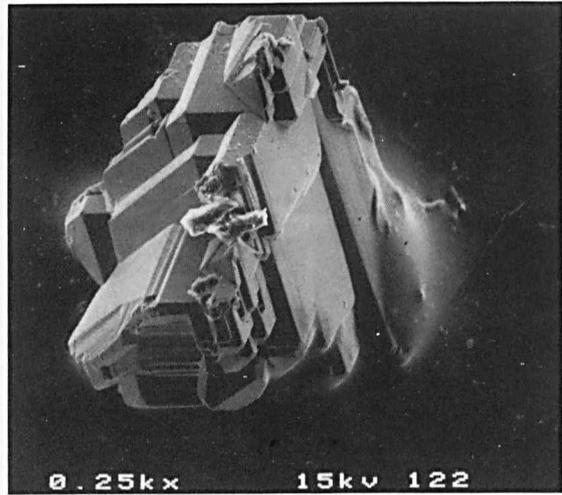
7.



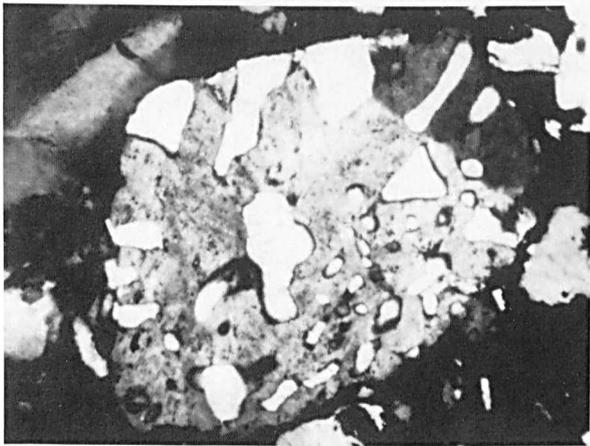
8.



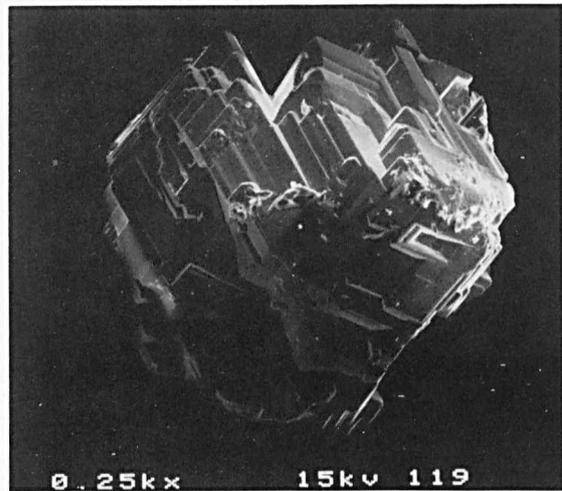
1.



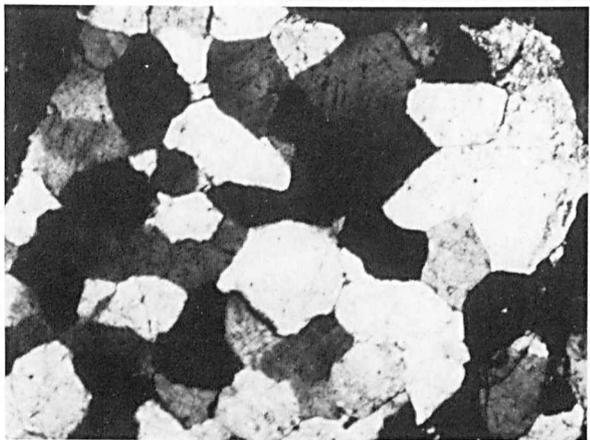
4.



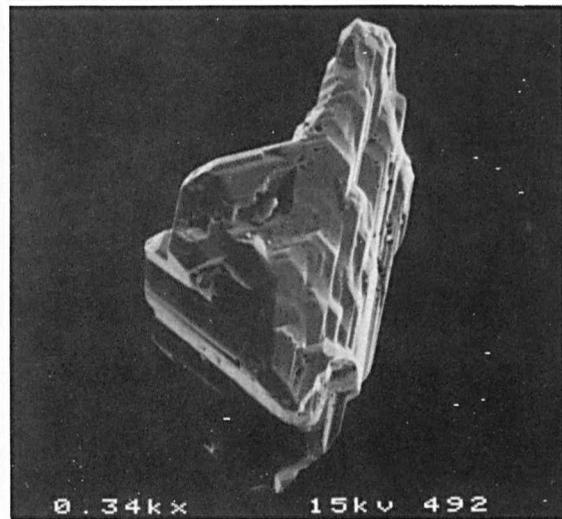
2.



5.



3.



6.

Etude sédimentologique du Carbonifère du bassin de Jérada (Maroc oriental)

Sedimentology of the Carboniferous Jerada basin (Eastern Morocco)

par C. DESTEUQC (*), A. IZART (**) et P. POTHERAT (***)

Résumé. — Le Carbonifère de Jérada, bassin houiller paralic, présente différentes phases de sédimentation :

— ouverture du bassin (graben) entre deux horsts continentaux, accompagnée de la transgression de la mer et de l'installation de faciès de plate-forme au Viséen supérieur ;

— remblaiement par des deltas marins (séquence négative pluridécamétrique) au Namurien et Westphalien A ;

— installation d'une baie marine ou lagune protégée de la mer par une barrière, remblayée par des petits deltas (séquence négative décimétrique) et colonisée par la végétation (marécage) au Westphalien B ;

— épisode fluviatile en tresse (séquence positive conglomératique et gréseuse métrique) à la limite Westphalien B-C ;

— installation d'une plaine alluviale avec milieux palustres, lacustres remblayés par des petits deltas et fluviatiles (séquence négative et positive décimétrique) au Westphalien C.

Abstract. — *The Jerada basin is a carboniferous paralic coalfield with the following sedimentary events :*

— *the opening of the basin (graben) between two continental horsts, with a transgression and the settling of a carbonate and muddy shelf during the upper Viséan ;*

— *the filling of the basin by marine deltas with a coarsening upward sequence of claystone, siltstone and sandstone (20-100 m) during the Namurian and Westphalian A ;*

— *the settling of a marine bay or a lagoon behind a barrier, the filling by small deltas with a succession of coarsening upward sequences (10-30 m) of claystone, siltstone and sandstone, the colonization by plants (seatearth) and the development of a swamp (coal) during the Westphalian B ;*

— *the settling of a braided river with fining upward sequences (1-10 m) of cross-stratified conglomerate and sandstone at the boundary Westphalian B-C ;*

— *the settling of an alluvial plain with a succession of coarsening upward sequences and fining channelized upward sequences (20-40 m) interpreted as the filling by lacustrine deltas and fluviatile channels, the colonization by plants and the development of a swamp (coal) during the Westphalian C.*

I. — INTRODUCTION

Le bassin de Jérada est un bassin houiller paralic, d'âge Carbonifère, situé au NE du Maroc, 50 km au S d'Oujda (a, fig. 1). Les principales études stratigraphiques, paléontologiques et tectoniques ont été réalisées par Horon (1952) et Owodenko (1976). De nouvelles

recherches s'inscrivant dans le cadre de la prospection des Charbonnages du Maroc, réalisées par le Ministère de l'Energie et des Mines et le BRPM (Desteuqc et Pothérat, 1984a, 1984b et 1985), ont amené les auteurs à étudier la sédimentologie de ce bassin pour mieux comprendre la formation du charbon et le dépôt des roches détritiques associées.

(*) Ministère des Mines, Rabat (Maroc).

(**) 3, quai de Wimille, 62930 Wimereux (France).

(***) B.R.P.M., Rabat (Maroc).

Note présentée le 4 Octobre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

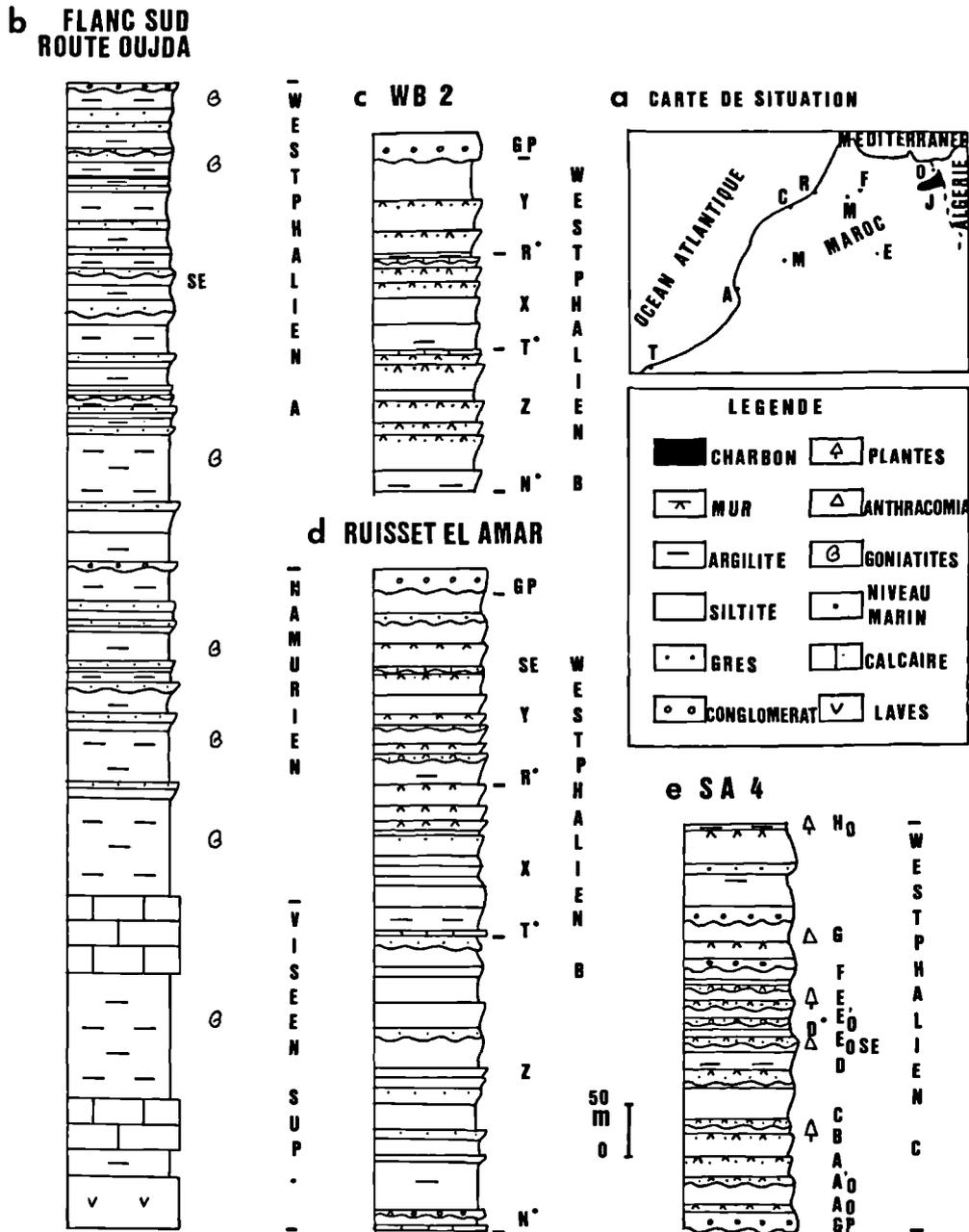


Fig. 1. — Coupes schématiques du Carbonifère de Jérada et situation géographique. N*, T*, R*, D* : niveaux marins. — Z, X, Y : faisceaux du Westphalien B. — GP : grand poudingue. — AO à HO : veines de charbon du Westphalien C. — SE : position des séquences types de la fig. 3.

Fig. 1. — The locality map and the stratigraphic sections of the Carboniferous Jerada basin. N*, T*, R*, D* : the marine bands. — Z, X, Y : the bundles of the Westphalian B. — GP : the great conglomerate. AO à HO : the coal seams of the Westphalian C. — SE : the location of the sequences drawn on the fig. 3.

II. — LE BASSIN MARIN DE JERADA AU VISEEN SUPERIEUR

Les premiers dépôts connus dans ce bassin sont d'âge Viséen supérieur (Chanton, 1966) ; ce sont des calcaires (fig. 1) de type oosparite ou biosparite à coraux, crinoïdes, brachiopodes et foraminifères ou calcaires construits à coraux et bryozoaires et des argilites à goniatites, plantes flottées et nodules carbonatés.

La base est constituée de laves andésitiques (Kharbouch, 1982) et d'une série volcano-sédimentaire, surmontée par des formations argilo-carbonatées. Il s'agit de dépôts dans un "golfe marin", que l'on peut qualifier de graben, puisqu'il est limité par deux zones faillées au N et au S. Celui-ci s'est ouvert au Viséen supérieur entre deux horsts continentaux (Desteucq, 1982, 1984). En effet, au Nord du bassin de Jérada, le Paléozoïque est représenté par des terrains anté-carbonifères, à tectonique complexe (Huvelin, 1970 ; Desteucq et Fournier Vinas, 1982 ; El Ghazi et Huvelin, 1981 ; Marhomi *et al.*, 1983). Au S, des forages ont atteint des terrains anté-carbonifères à Viséen supérieur. Les dépôts de Jérada sont des faciès de plate-forme marine peu profonde à barres oolithiques et bioclastiques au N et à barres bioclastiques et récifs au S. La transgression proviendrait de la paléo-Téthys située plus à l'E sur l'Algérie.

III. — LES DELTAS MARINS DU NAMURIEN AU WESTPHALIEN A

Les dépôts suivants sont des dépôts détritiques d'âge Namurien et Westphalien A (Owodenko, 1976). Ils présentent une succession de séquences négatives et quelques séquences positives chenalisées. La séquence négative, strato et granulocroissante (fig. 1 et 3), épaisse de 20 à 100 m, comprend des argilites à faune marine (brachiopodes, goniatites) et nodules carbonatés, des siltites, puis des grès ou conglomérats à litage plan. La séquence positive, strato et granulodécroissante, épaisse de 1 à 10 m, comprend des conglomérats ou grès (quartzarénite, parfois arkose) chenalisés à litages obliques courbes, à rares empreintes de racines au sommet, sans charbon, mais avec souvent des troncs flottés (lépidodendron). Les paléocourants n'ont pu être mesurés qu'en deux stations, ils sont N-S. Au Namurien, les faciès sont plus grossiers au S et plus fins au N et vice versa au Westphalien A, ce qui impliquerait une alimentation en détritiques venant tantôt du N, tantôt du S.

La séquence négative à épaisseur grande et faunes marines à la base peut être interprétée d'après Coleman and Prior (1982) comme un dépôt de prodelta et plaine deltaïque marine sous-aquatique (fig. 4) avec progradation de barre sableuse d'embouchure. La séquence positive à toit à troncs flottés peut être considérée comme un chenal d'embouchure sous-aquatique, à marge parfois colonisée par la végétation.

Ces dépôts s'étendaient sur l'ensemble de la zone connue actuellement à l'affleurement. Les bordures N et S présentaient peut-être une variation de faciès avec des termes plus continentaux, aujourd'hui érodés. Ces deltas seraient du type "short headed stream delta", connu dans le Pennsylvanien des USA (Flores, 1975), petits deltas à arrière-pays continental très court, lié à l'existence de pente tectonique et à plaine deltaïque émergée pratiquement inexistante, d'où la présence de dépôts grossiers jusque dans la plaine deltaïque sous-aquatique. A la fin du Westphalien A, le golfe a été remblayé par ces deltas marins.

IV. — LA LAGUNE DU WESTPHALIEN B

Le Westphalien B, daté par flore (*in* Owodenko, 1976), présente trois faisceaux (Z, X et Y), limités par des niveaux marins (N, T et R), dont l'épaisseur diminue d'E en W.

Les faciès détritiques présentent de nombreuses séquences négatives avec le charbon à la base et de rares séquences positives (fig. 1, 2 et 3). La séquence négative, épaisse de 10 à 30 m (fig. 3), est composée de bas en haut :

- de la couche de charbon ;
- d'argilites présentant parfois une faune marine (niveau marin) ;
- d'une alternance de siltites et d'argilites lenticulaires, ondulées ("wavy bedding"), bioturbées (terrier de *Rhizocorallium irregulare*, dét. Pollard, Manchester) ;
- de siltites ondulées ou "flaser" à rides de courant et de vague ;
- de grès plan et/ou à "ball and pillow", et/ou à litage oblique plan recoupant les siltites sous-jacentes (litage progradant) ;
- d'un mur à racines.

Le mur est constitué en général de deux parties : un mur gréseux à racines (stigmara) et troncs (calamite, lepidodendron) en place, qui est parfois remanié (concrétions) et un mur silto-argileux à radicules qui est en fait le véritable mur de la couche de charbon.

Le charbon est représenté par des schistes charbonneux ou par des anthracites (pouvoir réflecteur : PR = 4,70 pour Z1, dét. Somers, Liège) avec une évolution latérale en qualité et épaisseur (0,1 à 1,2 m). Les analyses chimiques montrent une teneur moyenne en soufre supérieure à 2 %.

La séquence positive, épaisse de 1 à 5 m, se présente sous deux formes :

- les grès plans passent à des siltites à rides, le mur est avorté, parfois ferrugineux ;
- les grès plans ou le charbon sont ravinés par des grès chenalisés à litages obliques arqués, passant à des siltites, puis à des argilites.

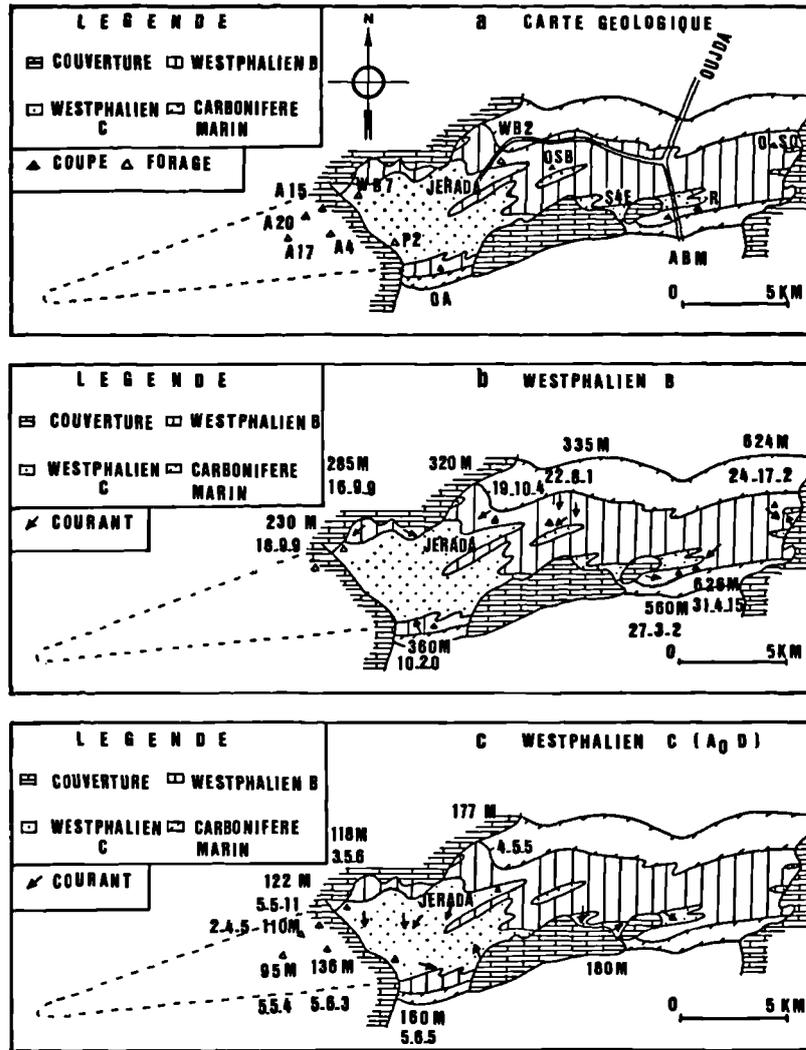


Fig. 2.

a : Carte géologique simplifiée du bassin de Jérada.

b : Epaisseur du Westphalien B, nombre de séquences négatives - veines de charbon - séquences positives chenalisées.

c : Epaisseur du Westphalien C pro parte entre AO et D, nombre de séquences négatives - veines de charbon - séquences positives chenalisées.

OA : Oued Agaia. — OSB : Oued Sidi Brahim — S4E : Siège IV Est. — ABM : Ain Beni Mathar. — R : Ruisset El Amar. — OSO : Oued Sidi Okba.

Fig. 2.

a : A geological map of the Jerada basin.

b : The thickness of the Westphalian B, the number of upward coarsening sequences - coal seams - upward fining channelized sequences, the currents.

c : The thickness of the Westphalian C pro parte between AO and D, the number of upward coarsening sequences - coal seams - upward fining channelized sequences, the currents.

Des rosettes et des diagrammes de courant ont été réalisés selon la méthode de Perrin (1975) et Durand (1978). Les paléocourants (fig. 2) montrent une alimentation du N et du S dans des distributaires à faible sinuosité.

La séquence négative à épaisseur moyenne et faunes marines ou saumâtres peut être interprétée comme un remplissage de baie par un delta (fig. 4) avec progradation de barre sableuse d'embouchure, d'après Elliott (1974) et Coleman and Prior (1982). Cette baie peut être marine quand la barrière qui la sépare de la mer est discontinue (niveau marin) ou être une lagune quand la barrière ne laisse passer qu'épisodiquement la mer. Lorsque la lagune est remblayée, la végétation s'installe et un marécage se crée en amont de la barrière. Si la subsidence reprend, la végétation n'a pas le temps de s'installer, la sédimentation détritique se poursuit, c'est le premier cas de séquence positive à mur avorté. Enfin, un distribuaire peut entailler le marécage ou être disposé latéralement par rapport à celui-ci, dans la zone d'apport des détritiques, il s'agit du deuxième cas de séquence positive chenalisée. Ces dépôts s'étendaient sur l'ensemble de la zone connue actuellement à l'affleurement. Les dépôts les plus au N et les plus récents (Y) présentent un plus grand nombre de distributaires. Les veines de charbon (fig. 1 et 2) sont plus épaisses et plus nombreuses au N qu'au S.

Il s'agit de dépôts de plaine deltaïque inférieure dans une lagune avec passage à la plaine deltaïque supérieure (fig. 4). Cette dernière était certainement plus étendue, mais a été érodée. En effet, une faune lacustre au sommet du Westphalien B a été signalée par Horon (1952) dans les sondages de Tiouli, situés à la partie E du bassin sous couverture.

La diminution de la puissance des différents faisceaux (Z, X, Y.) (fig. 2) d'E en W est en étroite relation avec le jeu des failles bordières du bassin pendant la sédimentation, responsable des variations du taux de subsidence.

V. — LA PLAINE FLUVIATILE EN TRESSE DU GRAND POUDINGUE

Le grand poudingue (fig. 1) représente la limite Westphalien B et C (*in* Owodenko, 1976), sous forme de chenaux conglomératiques et gréseux emboîtés les uns dans les autres, ce qui assure une continuité d'ensemble sur toute la surface du bassin. Il est formé de plusieurs séquences positives chenalisées. Ces chenaux épais de 1 à 10 m ont une largeur variant de 15 à 70 m.

Les conglomérats présentent des litages obliques arqués (faciès Gt, Miall, 1978 et Rust, 1978) et plus rarement des litages plans à imbrication (faciès Gm, Miall, 1978). Les grès en sommet de séquence montrent des litages obliques arqués (faciès St) et passent latéralement à des siltites ou argilites (faciès F1).

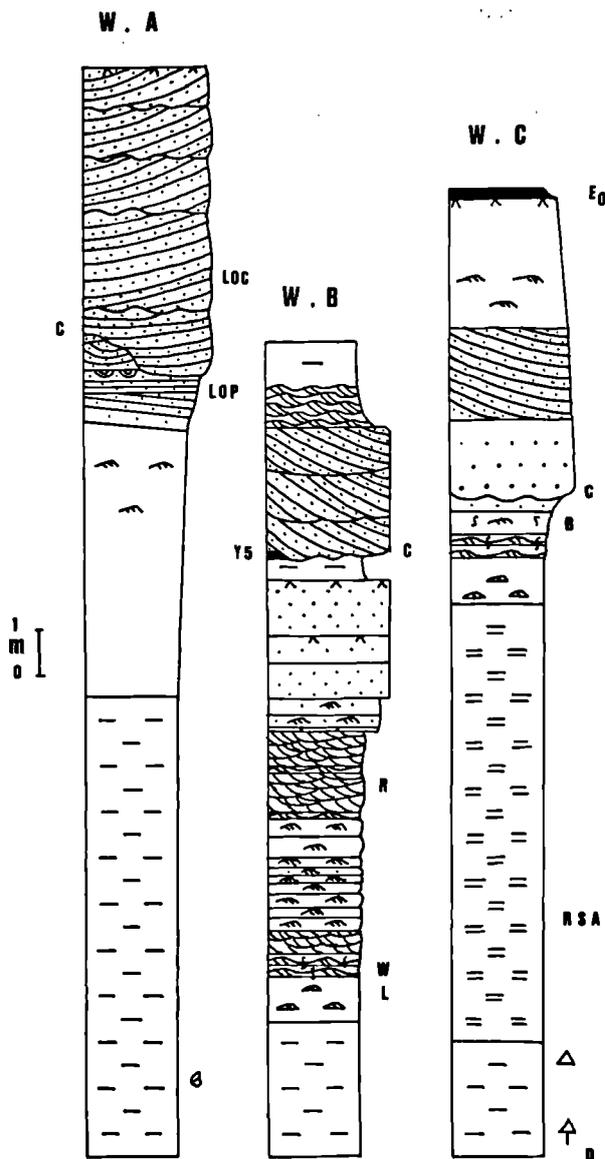


Fig. 3. — Les séquences types pour le Westphalien A, B et C.

RSA : rythmes siltite-argilite. — B : bioturbation. — L : lenticular bedding. — W : wavy bedding. — R : climbing ripples. — LOP : litage oblique plan. — LOC : litage oblique courbe. — C : base de chenal, limite entre séquence négative et positive.

Fig. 3. — The characteristic sequences of the Westphalian A, B and C.

RSA : rhythmic succession of claystone and siltstone. — B : bioturbation. — L : lenticular bedding. — W : wavy bedding. — R : climbing ripples. — LOP : planar cross-bedding. — LOC : through cross-bedding. — C : base of the channel, boundary between upward coarsening and fining sequences.

Les faciès chenalisés débutent dans le Westphalien B (Y) sous le grand poudingue et se poursuivent dans le Westphalien C.

Les paléocourants (fig. 2) montrent une alimentation venant du N et du S, avec un infléchissement vers l'E au centre du bassin. Les diagrammes indiquent une rivière à faible sinuosité en tresse.

Le grand poudingue montre une répétition et un emboîtement de séquences positives chenalisées à conglomérat et grès, qui peut être interprété d'après les

structures et les paléocourants comme une plaine fluviale distale à chenaux en tresse selon Miall (1978) et Rust (1978). La partie la plus proximale à cônes fluviaux n'est pas visible; ces dépôts sont connus à la même époque au Canada (Formation Cannes de Roche, Rust, 1981) dans le bassin de Fundy de type pull-apart.

Il faut signaler un rejeu tectonique et peut-être une variation climatique (présence de kaolinite) à cette époque.

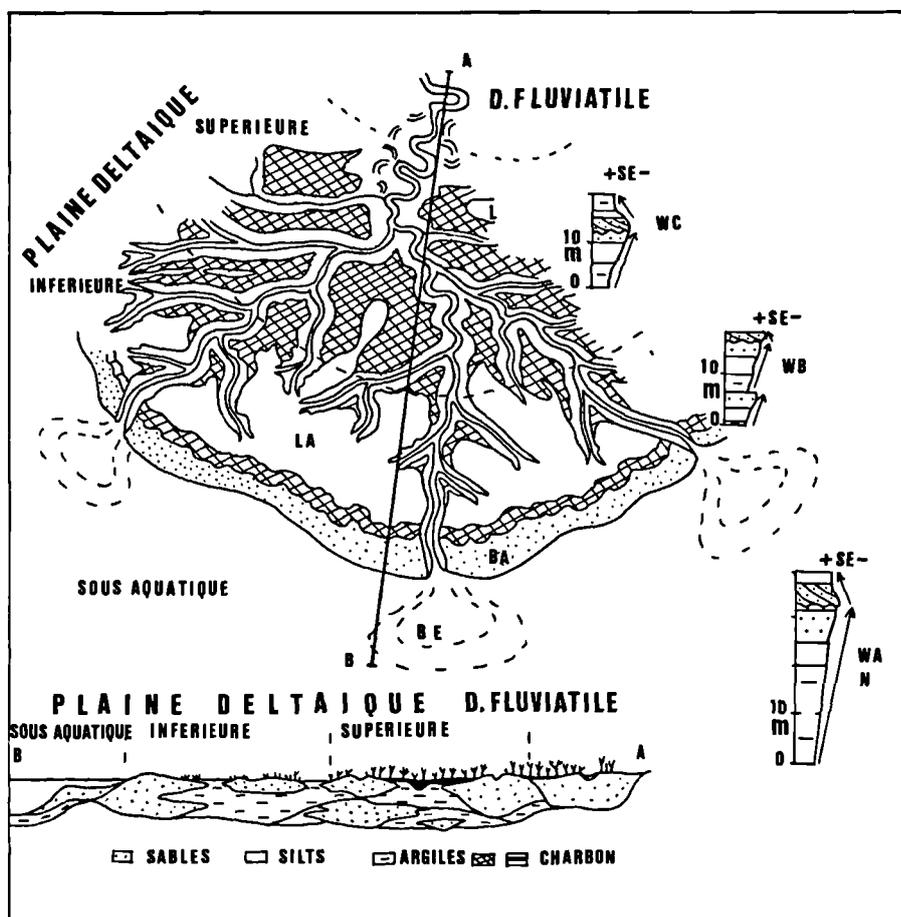


Fig. 4. — Modèle de dépôt du Carbonifère de Jérada dans l'espace et dans le temps. — N, WA : Namurien, Westphalien A. — WB : Westphalien B. — WC : Westphalien C. — L : lac. — LA : lagune. — BA : barrière. — BE : barre d'embouchure. — AB : trait de coupe.

Fig. 4. — A depositional model for the Carboniferous Jerada basin into the space and the time. — N, WA : Namurian, Westphalian A. — WB : Westphalian B. — WC : Westphalian C. — L : a lake. — LA : a lagoon. — BA : a barrier. — BE : a mouth bar. — AB : the line of the section AB.

VI. — LA PLAINE FLUVIATILE DU WESTPHALIEN C

A la différence du Westphalien B, le Westphalien C, daté par flore (*in* Horon, 1952 et Owodenko, 1976), présente une alternance de séquences négative et positive, avec généralement le charbon à la base de la séquence négative (fig. 1, 2 et 3). Il comporte de rares niveaux marins : S à la base et D dans sa partie médiane.

La séquence négative, épaisse de 10 à 20 m, présente la couche de charbon, une argilite homogène ou laminée (varves à lamines sombres et claires), soit à plantes, soit à fossiles lacustres (*Anthracomya* ou phyllopoïdes), une siltite soit à rides, slumps et bioturbations, soit homogène et des grès plans.

La séquence positive épaisse de 10 à 20 m, est chenalisée avec grès, siltites, argilites, mur argileux à racines.

Des conglomérats apparaissent au NW du bassin affleurant, notamment à la base (veines A à D). Le charbon, de 0,1 à 1 m, est de type anthracite (pouvoir réflecteur : PR = 3,85 pour A à 3,39 pour H), sans nerf stérile, continu. La teneur en soufre est inférieure à 2 %.

La séquence négative à épaisseur moyenne et faune lacustre, peut être considérée comme un dépôt de delta lacustre (fig. 4) avec progradation de barre sableuse d'embouchure selon Fielding (1984a et b, 1985, 1986). La séquence positive, gréseuse et parfois conglomératique, montre des chenaux emboîtés et à sinuosité faible à la base et des chenaux à stratification de type ϵ et sinuosité plus forte au sommet du Westphalien C. Elle peut être interprétée comme un dépôt de rivière anastomosée selon Rust *et al.* (1984) ou en tresse selon Miall (1978) et Rust (1978) à la base et comme un dépôt de rivière à méandres selon Fielding (1985) au sommet du Westphalien C.

Les paléocourants (fig. 2) montrent une alimentation venant du N, du S et de l'W.

Cette plaine fluviale (fig. 2 et 4) présente au centre du bassin des dépôts bien distincts dans le temps pour les roches détritiques (dépôt de delta lacustre, dépôt fluviale) et pour le charbon (peu de washout). Sur les bordures N et W, les dépôts fluviaux prédominent, d'où la détérioration et la disparition progressive des couches de charbon (A à C).

Remarquons la maturation du système fluviale de la base (rivière anastomosée) au sommet (rivière à méandres).

Le jeu synsédimentaire des failles bordières joue également un rôle important dans la variation du taux de subsidence.

Enfin, ces dépôts seront affectés par l'orogénèse tardihercynienne post-Westphalien C dans le secteur oriental du Maroc.

CONCLUSION

Le bassin de Jérada est difficilement comparable aux grands bassins des USA, de Grande-Bretagne ou au modèle actuel deltaïque. En effet, il s'agit d'un petit bassin limité par failles qui vont jouer pendant toute la durée du dépôt, du Viséen supérieur au Westphalien C.

Ce bassin, comme celui de Fundy au Canada (Rust, 1981), aurait pu demeurer continental, mais du fait de la proximité de la Paléotéthys, il a évolué en bassin houiller paraliq.

La variation temporelle est la suivante :

- 1° Ouverture du bassin au Viséen supérieur accompagnée d'un volcanisme calco-alcalin, transgression, installation d'une plate-forme marine.
- 2° Remblaiement par des deltas marins au Namurien-Westphalien A.
- 3° Remblaiement par des deltas dans une baie marine à saumâtre (lagune) et marécages au Westphalien B.
- 4° Episode fluviale avec deltas lacustres, chenaux fluviaux et marécages au Westphalien C avec maturation du système fluviale qui passe d'un régime en tresse puis anastomosé à un régime à méandres.

Toutefois, cette variation temporelle du domaine marin au domaine continental n'a pas été observée dans l'espace du fait, soit de l'érosion, soit peut-être de l'existence de marges tectoniques qui interdisaient l'installation de la plaine deltaïque supérieure pour le Westphalien B. Nous n'avons donc, pour chaque période, qu'un fragment du système deltaïque connu au complet à l'actuel et au Carbonifère en Grande-Bretagne et aux USA comme le montrent les coupes simplifiées de la fig. 4.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) CHANTON N. (1966). — Etude micropaléontologique du Viséen supérieur de Jérada (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, t. VIII, n° 1, p. 36-39.
- 2) COLEMAN J.M. and PRIOR D.B. (1982). — Deltaic environments of deposition, p. 139-178, in *Sandstone Depositional Environments*, Mémoire n° 31, AAPG, 410 p.
- 3) DESTEUCQ C. (1982). — Synthèse sur le Carbonifère du Maroc oriental : Essai de reconstitution paléogéographique. Rapport interne DBS, n° 69.
- 4) DESTEUCQ C. et FOURNIER VINAS C. (1982). — Présence d'Ordovicien daté dans la région d'Oujda (Maroc oriental). *Mines, géologie et énergie*, Maroc, Rabat, n° 52, p. 113-116.
- 5) DESTEUCQ C. et POTHERAT P. (1984). — Le Westphalien B du bassin de Jérada. *Bull. Fac. Sc. Marrakech*, n° 2, p. 107-108.
- 6) DESTEUCQ C. et POTHERAT P. (1984). — Approche sédimentologique du Westphalien B et C (Bassin houiller de Jérada). Rapport DBS n° 77. Ministère de l'Energie et des Mines, Maroc.
- 7) DESTEUCQ C. et POTHERAT P. (1985). — Compte rendu détaillé de la mission d'avril 1985. BRPM.
- 8) DURAND M. (1978). — Paléocourants et reconstitution paléogéographique, l'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sciences de la Terre*, Nancy, t. XXII, n° 4, p. 301-390.
- 9) EL GHAZI O. et HUVELIN P. (1981). — Présence d'un olistostrome dans le Viséen supérieur volcanosédimentaire de Tanncherfi (Maroc oriental) : Simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 292, sér. D, p. 91-96.
- 10) ELLIOTT T. (1974). — Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, vol. 21, p. 611-622.
- 11) FIELDING C.R. (1984a). — Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, vol. 31, p. 547-567.
- 12) FIELDING C.R. (1984b). — A coal depositional model for the Durham coal measures of NE England. *J. Geol. Soc. London*, vol. 141, p. 919-931.
- 13) FIELDING C.R. (1985). — Coal depositional models and the distinction between alluvial and delta plain environments. *Sedimentary Geology*, vol. 42, p. 41-48.
- 14) FIELDING C.R. (1986). — Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. *Sedimentology*, vol. 33, p. 119-140.
- 15) FLORES R.M. (1975). — Short headed stream delta : Model for Pennsylvanian Haymond Formation, West Texas. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 59, n° 12, p. 2288-2301.
- 16) HORN J.C., FERM J.C., CARUCCIO F.T. and BAGANZ B.P. (1978). — Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian region. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 62, n° 12, p. 2379-2411.
- 17) HORON O. (1952). — Contribution à l'étude du bassin houiller de Jérada. *Notes et mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 89.
- 18) HUVELIN P. (1970). — Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antévésiens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 270, sér. D, p. 2760-2763.
- 19) KHARBOUCH F. (1982). — Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Méséta nord-occidentale et orientale marocaine. Doctorat 3^e cycle, Strasbourg.
- 20) MARHOUMI M.R., HOEPFFNER C., DOUBINGER J. et RAUSHER R. (1983). — Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Méséta orientale au Maroc : L'âge Dévonien des schistes de Debdou et du Mékam. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 297, sér. D, p. 69-72.
- 21) MIALI A.D. (1978). — Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary, p. 597-604 in *Fluvial Sedimentology* edited by A.D. Miall. *Canadian Soc. Petrol. Geol.*, Memoir 5, 859 p.
- 22) OWODENKO B. (1976). — Le bassin houiller de Jérada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 207 bis, 148 p.
- 23) PERRIN G. (1975). — Comparaison entre les structures sédimentaires à l'affleurement et les pendagemétries de sondage. *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, vol. 9, n° 1, p. 147-181.
- 24) RUST B.R. (1978). — Depositional models for braided alluvium, p. 605-639 in *Fluvial Sedimentology* edited by A.D. Miall. *Canadian Soc. Petrol. Geol.*, Memoir 5, 859 p.
- 25) RUST B.R. (1981). — Alluvial deposits and tectonic style : Devonian and carboniferous successions in eastern Gaspé in *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*, edited by A.D. Miall. *Geol. Assoc. Canada*, special paper 23, p. 49-76.
- 26) RUST B.R., GIBLING M.R. and LEGUN A.S. (1984). — Coal deposition on an anastomosing fluvial system : The Pennsylvanian Camberland Group South of Joggings, Nova Scotia, Canada. *Spec. publ. Int. Ass. Sediment.*, n° 7, p. 105-120.

Mise au point d'un détecteur passif du radon 222 en milieu saturé. Premiers résultats

Experimentation of saturate environment radon 222 passive detector First applications

par P. DOREMUS (*), Y. QUINIF (*) et J.M. CHARLET (*)

Résumé. — La détection du radon, la mesure des variations des émanations est utilisée en prospection minière et en prédiction sismique. Le comportement du radon vis-à-vis des composés organiques permet de le concentrer pour optimiser sa détection. Après la mise au point d'un mode de concentration rapide pour des échantillons de surface et/ou de subsurface, les auteurs se sont attachés à celle d'un détecteur "intégré". Les expériences de laboratoire ont permis de choisir l'hexane pour ce détecteur. Au-delà des expérimentations, quelques essais ont été menés sur le terrain : ils ont permis de vérifier que la méthode est utilisable pratiquement, que des résultats sont obtenus et que des applications à plus vaste échelle sont envisageables.

Abstract. — Radon detection, emanations changing measurement is using by mining prospection and seismology. Radon behaviour towards organic compounds will allow him to concentrate for this detection optimize. After rapid concentration method adjustment for surface and/or subsurface samples, authors explains one integrated detector. Laboratories experimentations will allow hexane for this detector to choose. Many field testing shows :

- this method is practically usable,
- results will be to obtain,
- more vaste scale application will be to consider.

I. — INTRODUCTION

La détection et l'étude des flux radon en milieu naturel constitue un des axes de recherche du G.E.P. (Groupe : Géologie, Etudes, Prospection). Ceci dans plusieurs buts :

1° la surveillance des variations de l'émanation radon dans le cadre d'études sismologiques dans le Bassin de Mons (Bouko *et al.*, 1981) ;

2° l'étude des dégagements radon et leur cartographie pour détecter des concentrations en Uranium (Mc Laughlin *et al.*, 1982 ; Quinif *et al.*, 1984 ; Doremus, 1985).

Les mesures peuvent être effectuées dans les sols et les eaux ; les méthodes utilisées sont de deux types :

1° instantanées : émanométrie dans les sols, dosage du radon dans les eaux naturelles ;

2° intégrées : utilisation de détecteurs au charbon actif (boukoals) dans les sols.

Les méthodes instantanées sont principalement utilisées en prospection, les méthodes intégrées le sont pour la surveillance des variations des flux radon en relation avec les études sur l'environnement, la prévision de séismes, la recherche et la surveillance de réservoirs géothermiques.

(*) Groupe G.E.P., Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 4 Novembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

L'émanométrie et les boukoals sont assez fréquemment limités dans leur utilisation en région humide : l'eau est un des ennemis de ces modes de mesures. Dans un premier temps, nous avons donc mis au point et développé une méthode de dosage du radon dans les eaux naturelles (Quinif *et al.*, 1984 ; Doremus, 1985).

Celle-ci fut comparée à la méthode utilisée par l'Institut d'Hygiène et d'Epidémiologie (Bruxelles), comparaison autorisée par des prélèvements communs sur une série de sources dont les concentrations varient dans des proportions assez larges (Doremus, 1985).

Le coefficient de corrélation entre les résultats obtenus par les deux techniques est excellent. Il a permis de calibrer notre méthode en unités standardisées (Pci/1).

Cette première étape nous a donné un outil de mesure instantanée. La seconde abordée ici vise à mettre au point une méthode de mesure intégrée utilisable dans l'eau ou en milieu saturé (marécages,...). Une première approche avait été réalisée dans le cadre d'un travail de fin d'étude (Henquin, 1985). Celle-ci a révélé une série de difficultés techniques que nous nous sommes attachés à résoudre.

Les utilisations de cet outil sont de deux types : ponctuelles, en surface pour mesurer les flux radon en zone humide (marécages, zone de sources, plan d'eau) selon une verticale pour y étudier les variations de flux (Pochet, 1982) en sondage, puits naturels ou artificiels, réservoirs naturels...

Comme pour les autres outils, le domaine d'application est vaste : prospection de gisements, séismologie, détection de source de pollution radioactive au voisinage de centrales ou de stock de déchets, études d'environnement radioactif, recherche et surveillance de réservoirs géothermiques ou de sources thermominérales.

II. — COMPORTEMENT DU RADON DANS LES MILIEUX NATURELS

1) Généralités.

Gaz radioactif *chimiquement inerte*, le radon est omniprésent dans la nature. Il est différent selon le radioisotope dont il descend :

U^{238} génère le Rn^{222} , Radon,

le Th^{232} génère le Rn^{220} , Thoron,

U^{235} génère le Rn^{219} , Actinon.

Du fait de la longueur des demi-vies de ces isotopes, le Rn^{222} est le plus facilement mis en évidence.

3,82 jours pour le Rn^{222} .

54,2 secondes pour le Rn^{220} .

3,92 secondes pour le Rn^{219} .

2) Migration du radon.

Trois phénomènes interviennent dans la migration du radon depuis sa source jusqu'à l'interface sol-air :

— le pouvoir émanateur des roches,

— la diffusion du radon,

— le transport par une phase gazeuse ou liquide (Oddou, 1981 ; Seidel, 1982 et Telford, 1983).

a) Le pouvoir émanateur.

Celui-ci est fonction :

— de la façon dont le radium est distribué dans la roche mère ;

— de la forme et de la température des minéraux porteurs.

L'existence de ces facteurs implique que seule une partie du radon généré par la source peut émaner. L'autre partie reste intégrée à la roche et se désintègre sur place.

b) Diffusion et transport.

Ces deux phénomènes sont régis par les lois de Fick et de Darcy (Schroeder *et al.*, 1965). Les modèles mathématiques définis dans la bibliographie sont complexes, adaptés à des sources de radon uniformément réparties dans un matériel sédimentaire ou autre. Ce cas est rarement applicable en prospection où on étudie des anomalies ponctuelles ou zonales et le gradient de répartition du radon dans l'environnement.

III. — COMPORTEMENT DU RADON VIS-A-VIS DES COMPOSES ORGANIQUES

1) Introduction.

La grande facilité du radon à se dissoudre dans les composés organiques ainsi qu'à migrer de l'eau vers ces derniers lorsqu'ils sont en présence est connue depuis longtemps (Ramstedt, 1911 ; Swinne, 1913). Les données bibliographiques permettent d'établir des comparaisons entre les solubilités du radon dans l'eau et dans divers composés organiques (tableau I).

2) Coefficients de partage du radon pour diverses phases organiques.

Dans le problème qui nous intéresse, l'une des données les plus importantes à considérer est le rapport (R) de la solubilité du radon dans un composé organique (CO) sur celle du radon dans l'eau.

$$R = \frac{Sc \cdot o}{SH_2O}$$

Le tableau I confirme que le radon se concentre très facilement dans de nombreux composés organiques. On peut cependant noter la grande variabilité de R d'un composé à l'autre.

D'autres facteurs jouent sur la solubilité du radon, notamment la température. Pratiquement, plus la température est élevée, moins le radon est soluble dans ce type de liquide. Expérimentalement, nos mesures sont faites au laboratoire entre 18 et 20°C. D'après les données bibliographiques et les expériences que nous avons pu faire (Doremus, 1985), les fluctuations thermiques enregistrées au laboratoire n'influent pas ou peu sur les résultats.

Pour tester notre mode d'analyse, nous avons étudié l'évolution dans le temps de l'activité du radon dans l'eau et dans le toluène (fig. 1). Les courbes ainsi établies montrent qu'après 210 minutes de mise en présence des deux phases liquides, l'activité maximale du toluène est atteinte.

Le coefficient de partage du radon entre ces deux phases que nous avons pu mesurer est de l'ordre de 48 en faveur du toluène, il est d'après la bibliographie, de 47.93 à 53,87 pour des températures variant de 15 à 20°C.

3) Principe des détecteurs.

La mise au point des deux modes de détection du radon dans les eaux s'est appuyée sur la valeur de ces coefficients partage.

La méthode instantanée (au toluène) est basée sur le mélange par agitation périodique des deux phases

liquides, on obtient ainsi pour un échantillon d'un litre d'eau, une concentration rapide du radon dans le composé organique utilisé (Quinif *et al.*, 1984). La méthode intégrée (détecteur passif) utilise la même propriété, le procédé est toutefois différent. Un pot de polyéthylène contenant un composé organique (Hexane) est placé dans le milieu à étudier (sur le terrain). Le radon diffuse au travers de la paroi en polyéthylène de l'eau au composé organique. Après une période de 10 à 15 jours, le pot est récupéré et analysé en laboratoire.

Composé	Formule	S _{cc/cc}	t°C	R
Eau	H ₂ O	0.245	20	1
Acétone	C ₃ H ₆ O	6.1	20	24.89
Chloroforme	CHCl ₃	14.6	20	59.59
Ethanol	C ₂ H ₆ O	6.03	20	24.61
Benzène	C ₆ H ₆	17.82	18	52.32
Hexane	C ₆ H ₁₄	14.7	20	60.00
Toluène	C ₇ H ₈	13.2	20	53.87
Ethyléther	C ₄ H ₁₀	14.8	20	60.4
Ethylacétate	C ₄ H ₈ O ₂	7.16	18	29.2

Tableau I. — Solubilités du radon dans plusieurs composés organiques.

Table I. — Radon solubilities in manies organics compounds.

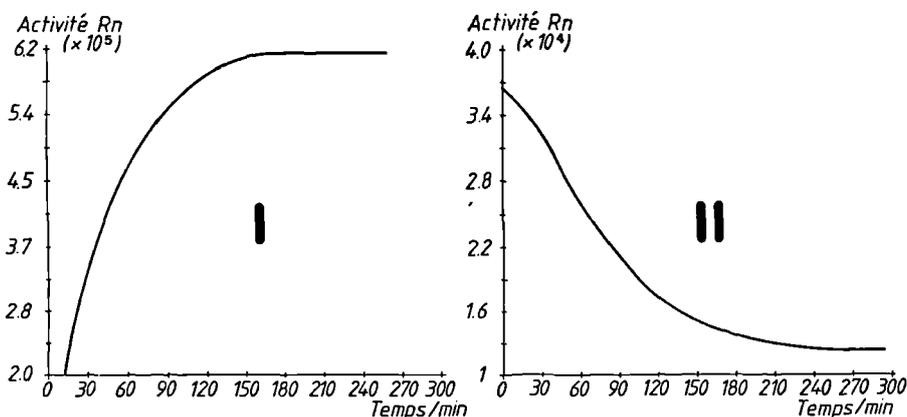


Fig. 1. — Activités comparées du radon dans le toluène (I) et dans l'eau (II).

Fig. 1. — An intercomparison of radon activities in a toluene (I) and in a water (II).

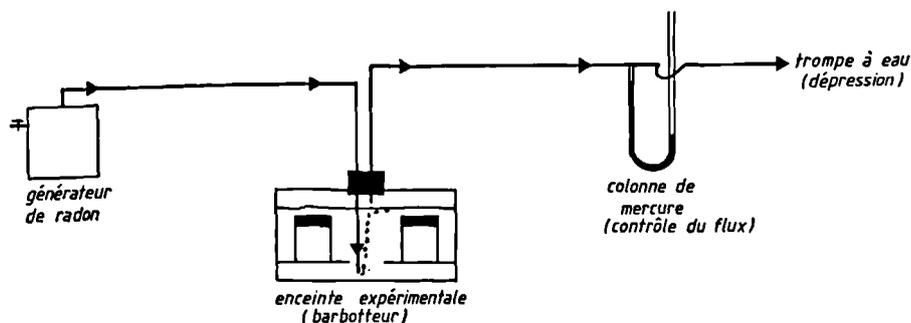
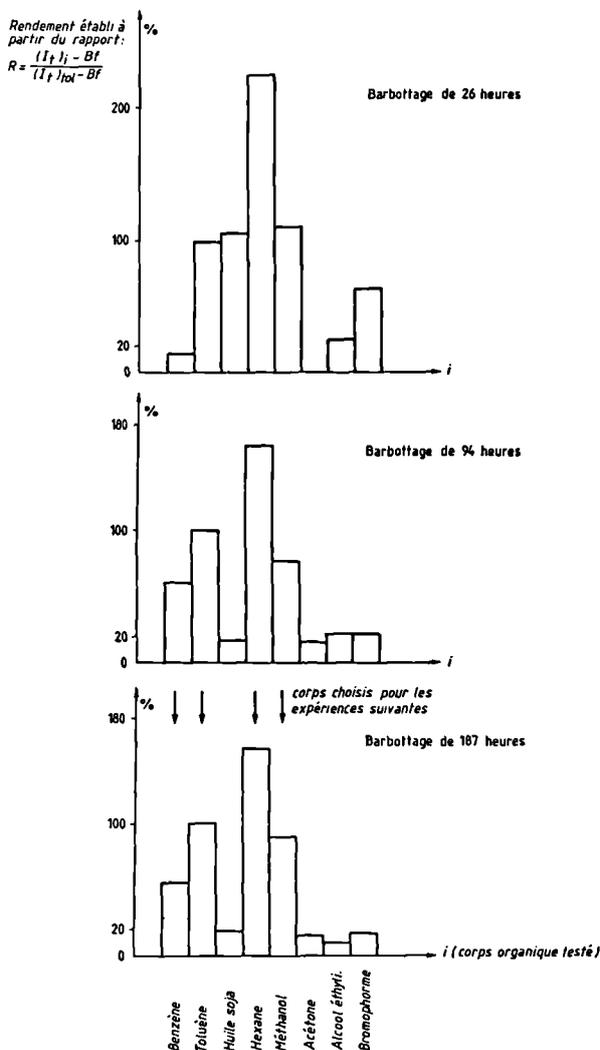


Fig. 2. — Schématisation du système expérimental.

Fig. 2. — Experimental system schematization.



4) Premières expériences.

Nous avons sélectionné huit composés organiques miscibles ou non à l'eau, pour comparer expérimentalement leur réponse. En pratique, 50 ml de liquide sont placés dans un flacon en polyéthylène, matière plastique qui a le double avantage d'être perméable aux gaz et de résister à de nombreux composés organiques. En laboratoire, les flacons sont immergés dans un barboteur partiellement rempli d'eau. Ce dernier est fermé par un double robinet. Le premier est en relation avec un générateur de radon, le second avec une trompe à eau qui permet d'assurer une circulation de gaz dans l'enceinte et dans l'eau (fig. 2).

Grâce à ce système simple, nous assurons une mise en contact des détecteurs avec un flux radon dont nous pouvons contrôler le débit.

En fin d'expérience, les berlingots sont placés dans une enceinte individuelle en verre qui évite le dégazage du radon. Celui-ci dépose ses descendants solides (Bi 214 et Pb 214) émetteur de rayonnements gamma. La mesure du taux de concentration en radon se fait en spectrométrie gamma.

Par cette méthode, nous avons pu comparer les rendements des divers composés organiques étudiés (fig. 3). Le rendement est calculé en fonction de l'activité du toluène car, depuis 1984, la technique de dosage instantané du radon en eau de source et qui utilise le toluène est une routine de notre laboratoire. La fig. 3 montre que les corps les plus performants parmi ceux testés sont dans l'ordre : l'hexane, le toluène, le méthanol et le benzène. Les autres sont, soit très rapidement saturés, soit d'un moindre rendement.

Fig. 3. — Rendement de huit composés organiques sur trois périodes expérimentales.

Fig. 3. — Eight organics compounds efficiency for three experimental periods.

5) Tests de longue durée.

Pour tenter de les saturer, ces composés ont été testés sur des durées de barbotage allant jusqu'à 310 h. (environ 13 jours). Les droites de la fig. 4 montrent que nous ne sommes pas encore parvenus à la saturation (ceci malgré des doses relativement importantes : 15.968 cp/coups pour l'hexane, soit une dose 14.837 pci selon l'étalonnage de notre matériel de laboratoire).

La valeur des coefficients de corrélation des droites établies pour chaque cas est excellente et tend à montrer que la saturation n'est pas atteinte (fig. 4).

Au vu des résultats, nous avons choisi pour le détecteur intégré d'utiliser de l'hexane dont le rendement par rapport au toluène est de 176 % (tableau II).

Les tests de laboratoire nous ont permis d'opter pour une durée d'implantation de 8 à 15 jours sans encourir le risque de voir le détecteur se saturer. Ceci pour des environnements faiblement radioactifs.

En effet, dans des régions à forte concentration, il serait possible de réduire la durée d'implantation à quelques jours, voire à quelques heures.

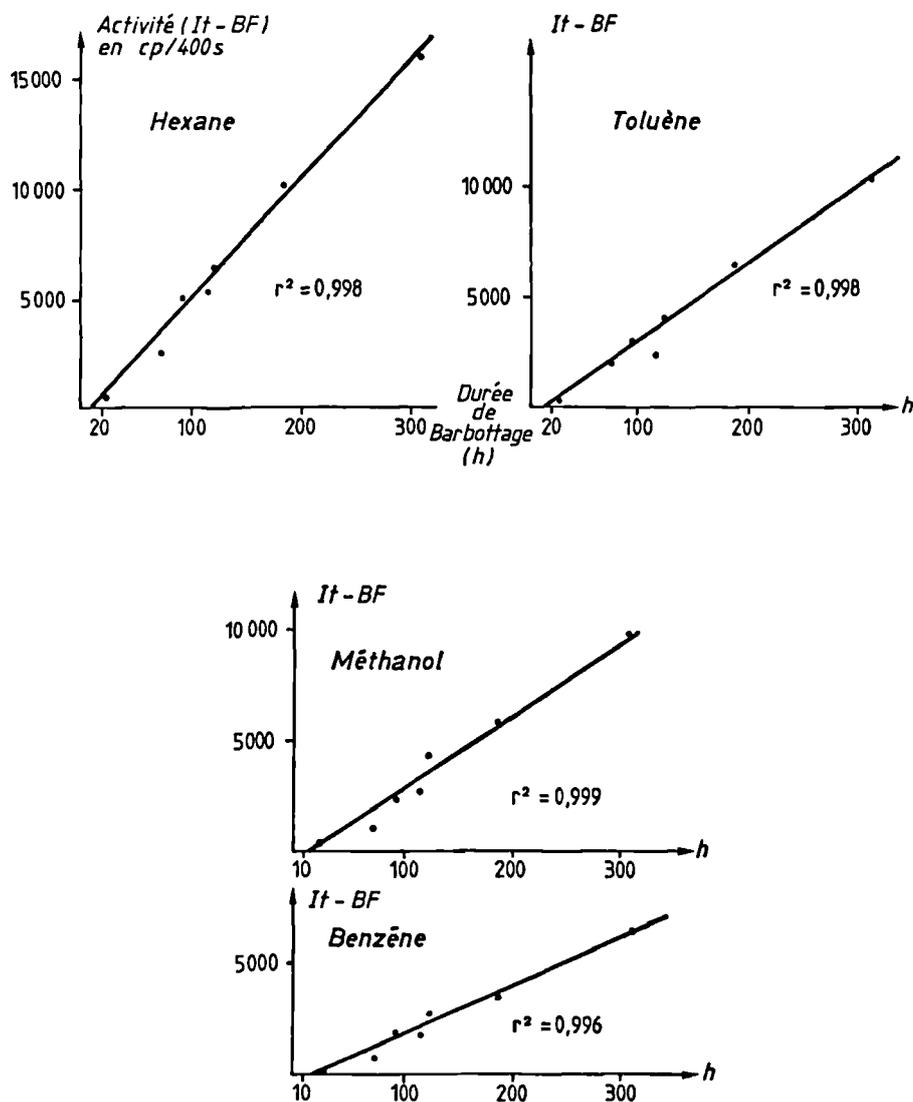


Fig. 4. — Relation $A = f(t)$ pour quatre composés organiques.

Fig. 4. — Relation $A = f(t)$ for four organics compounds.

6) Test sur l'étanchéité du vase de récupération.

Pour l'utilisation sur le terrain de ce type de détecteur, il est important de disposer d'une enceinte de transport étanche au gaz. Nous avons choisi d'utiliser des pots à pharmacie en verre. L'étanchéité est assurée par un joint de graisse de silicone.

Nous avons testé la fidélité de cette enceinte en mesurant la décroissance de l'activité d'un détecteur au cours du temps. En plaçant les résultats sur un graphique portant la courbe théorique de décroissance de l'activité (calculée pour une demi-vie du radon de 3,8 j.) (fig. 5). On voit qu'entre 0 et 50 heures les mesures sont assez proches de la courbe. Au-delà, les points s'en éloignent, il faut mettre ceci au compte des ouvertures successives de l'enceinte pour la réalisation des mesures. Il est donc nécessaire d'analyser les échantillons dans les 50 heures qui suivent leur récupération.

IV. — PREMIERES APPLICATIONS

1) Introduction.

Les essais de laboratoire nous ont montré comment un pot d'hexane (50 ml) réagit dans des conditions fixées expérimentalement, il nous fallait déterminer si cette expérience était transposable en milieu naturel.

Pour ce faire, nous avons travaillé sur deux sites situés dans la région de Mons (fig. 6) : la fontaine bouillonnante près de Stambruges et la région de Dour.

2) Etude des sources de la région de Dour.

Nous avons choisi d'établir une surveillance des concentrations en radon dans les eaux des sources de la région de Dour après les tremblements de terre des 21 et 22 mars 1987 (magnitude 3 sur l'échelle de Richter). Les résultats des analyses dont nous disposons sont présentés au tableau III.

Composé	R moy %	26h		52h		94h		187h		310h	
		It	R%	It	R	It	R	It	R	It	R
Benzène	53.6	41	15	1052	69	1836	60	3535	62	6424	61
Toluène	100	273	100	1527	100	3060	100	6446	100	10404	100
Hexane	176.7	620	227	2343	153	5066	165	10127	185	15968	153
Méthanol	96	302	110	1377	90	2361	77	5796	110	9617	92

R en %, It en cp/400'

Tableau II. — Activités et rendements des quatre composés organiques principalement étudiés.

Table II. — Activities and efficiencies of four organics compounds principally studied.

Cette opportunité nous a permis deux vérifications sur le terrain. La corrélation qui existe entre les résultats obtenus avec les deux méthodes d'analyses du radon dans l'eau est excellente : les coefficients de corrélation sont de 93 à 98 % (fig. 8).

La réalisation de plusieurs campagnes de prélèvement a permis de tester la reproductibilité des mesures faites grâce aux détecteurs passifs. Le coefficient de corrélation de la relation linéaire établie entre les deux séries de mesures du tableau IV est de 98,78 %. Grâce à ces deux vérifications, il nous est déjà permis de dire que la méthode de détection du radon en milieu naturel saturé basée sur l'utilisation des détecteurs passifs à l'hexane est fiable.

3) Site de Stambruges.

Nous avons choisi ce site car, depuis 1983, dans le cadre d'une étude sismologique du Bassin de Mons (Bouko *et al.*, 1985), notre laboratoire l'étudie grâce à l'implantation régulière de détecteurs au charbon actif dans le sol. Nous avons donc une assez bonne connaissance des flux radon dans le sol de ce site. Ajoutons à cela que la source radon est ici probablement une source profonde en liaison avec la nappe géothermique de Saint-Ghislain. En effet, la fontaine bouillonnante constituerait une émergence de la nappe profonde de Saint-Ghislain. Les bulles provenant de gaz inertes (surtout de l'azote) facilitent la remontée des eaux profondes par "air lift" et leur mélange avec les eaux superficielles. Il était donc intéressant d'implanter dans le plan d'eau présent à cet endroit quelques détecteurs à l'hexane.

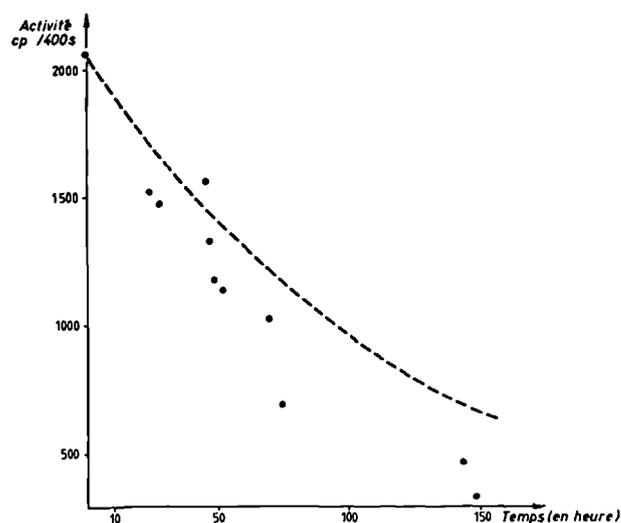


Fig. 5. — Décroissance de l'activité d'un pot d'hexane placé dans son enceinte.

Fig. 5. — Decrease of hexane jar activity in his enclosure.

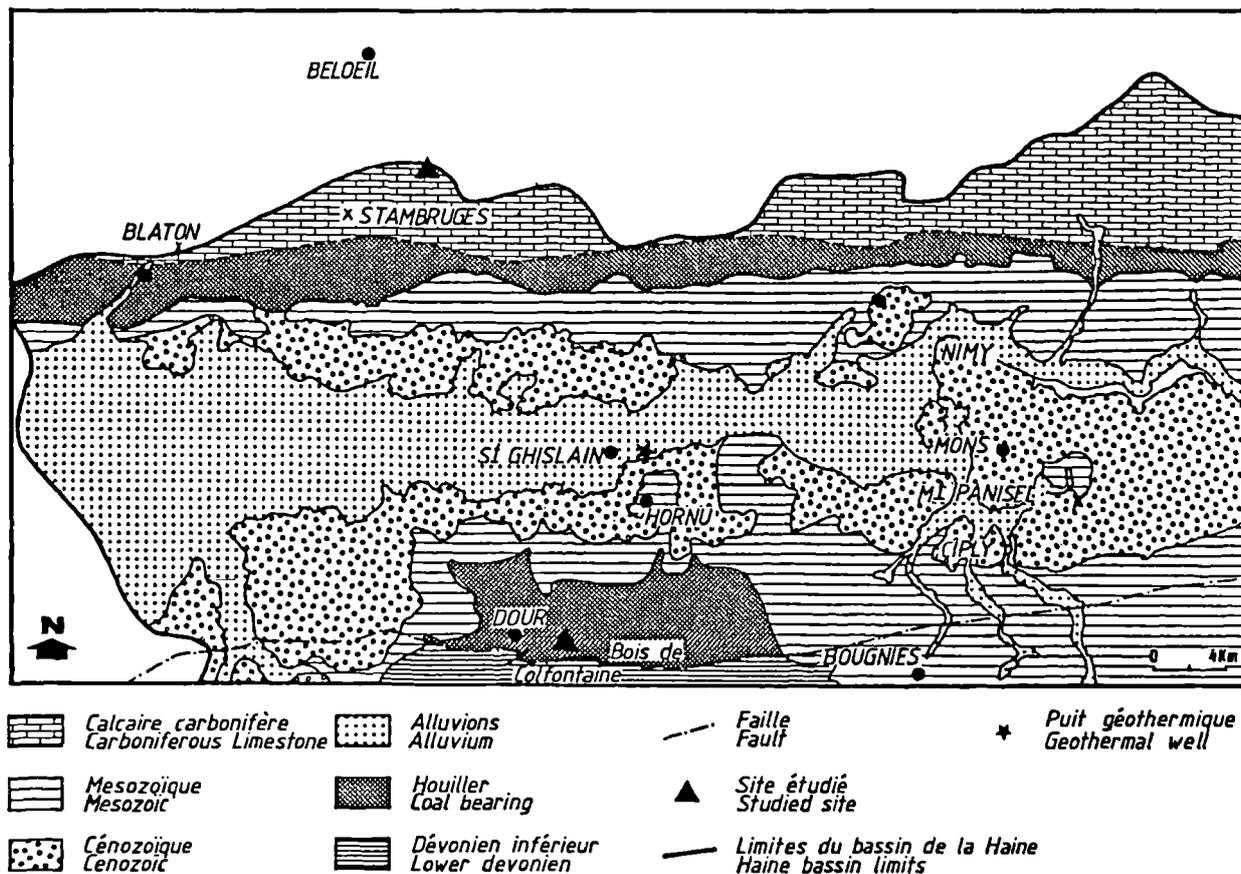


Fig. 6. — Situation des sites des premières applications.

Fig. 6. — Mapping situations of first applications.

Source	Activité des Détecteurs		Activité des eaux : méthode instantanée		
	24/03/87 31/03/87	31/03/87 07/04/87	24/03/87	31/03/87	07/04/87
1	28 Cp/mn	15	49 Cp/mn/1	14	7
2	53	41	28	6	-
3	27	28	-	-	15
4	4	-	12	10	41
5	70	58	13	22	28
6	560	866	161	253	278
7	20	14	8,5	-	-
8	347	424	74	81	127
9	145	98	66	-	-

Tableau III. — Résultats des analyses d'eau par les deux méthodes (intégrées et instantanées).

Table III. — Water analysis results by two methods (integrated and instantaneous).

Détecteur	A1 It - BF Cp/400'	Ao Cp/mn
N1	2008	303
N2	745	113
N3	706.5	107
N4	918.5	134
N5	995	151
N6	1135.5	173

Tableau IV. — Stambuges - Fontaine Bouillonnante. Activité des "détecteurs passifs". Période du 5-2-1987 au 17-2-1987 (50 ml d'Hexane).

Table IV. — Stambuges - Fontaine Bouillonnante. Passive detectors activities 5-2-1987 - 17-2-1987 (50 ml of Hexane).

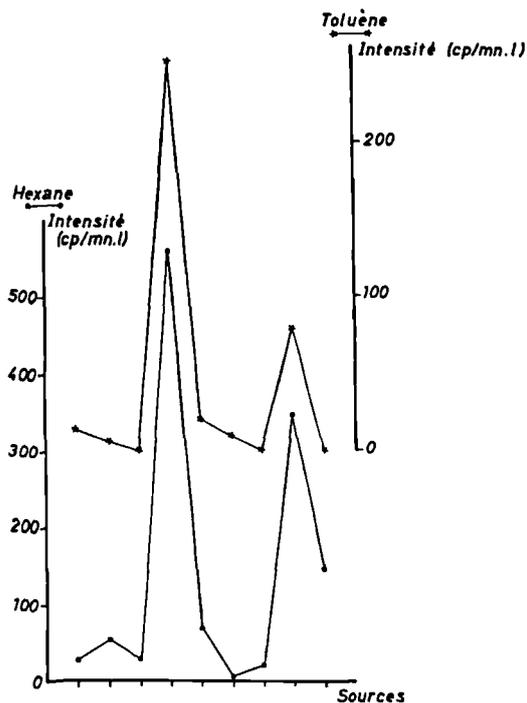


Fig. 7. — Comparaison entre les résultats des deux modes d'analyse du radon dans les eaux.

Fig. 7. — An intercomparison of results of two water radon analysis methods.

Deux séries de trois détecteurs ont été immergées au niveau de zones à bouillonnements gazeux. La fig. 8 et le tableau IV présentent les résultats obtenus. La plus forte activité (AO) enregistrée l'est pour le détecteur situé au droit de la zone de plus fort bouillonnement. Ce fait confirme l'idée que les dégagements de radon de Stambuges sont à lier aux bouillonnements observés à cet endroit.

Les différentes activités mesurées sur les six détecteurs permettent de penser qu'il est possible d'établir une cartographie des concentrations en radon d'un plan d'eau.

Remerciements. — Nous tenons à remercier ici le personnel technique du G.E.P., en particulier Francis Garcia et Brigitte Pierart, du Troisième Circuit de travail n° 2067, ayant pour objet l'étude des émanations radon en environnement naturel.

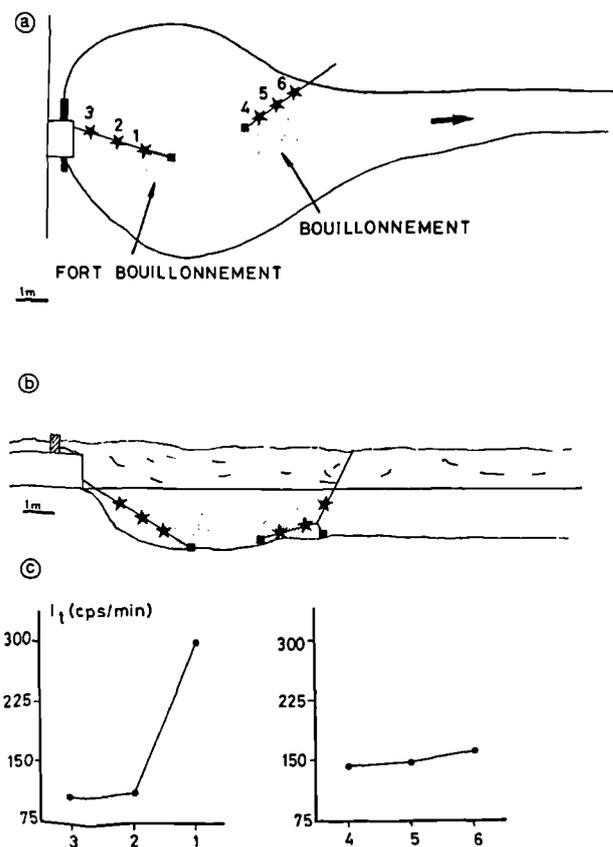


Fig. 8. — Stambuges : schéma d'implantation et résultats des dosages.

Fig. 8. — Stambuges : implantation schema and measuring out results.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUKO P., CHARLET J.M. et QUINIF Y. (1985). — Development of a program for radon measure in seismic active zone, the case of Mons Basin (Belgium). *In Seismic Activity in Western Europe*, P. Melchior Ed., p. 157-174.
- 2) DELMER A., LECLERCQ V., MARLIERE R. et ROBASYNSKI F. (1981). — La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin (Mons, Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CI, p. 189-206.
- 3) DOREMUS P. (1985). — Les anomalies uranifères dans le Gédinnien inférieur de l'Anticlinal de l'Ardenne (Oizy, Belgique). Prospection, sédimentologie, tectonique et géochimie. Thèse d'Université, Lille, 342 p.
- 4) HENQUIN J.P. (1985). — Mise au point d'une nouvelle méthode de mesure du radon dans l'eau ; intérêt en géologie appliquée (prospection de l'uranium, géothermie, prévision des séismes, hydrologie...). Travail de fin d'études, Faculté Polytechnique, Mons, 47 p.
- 5) Mc LAUGHLIN J.P., CHARLET J.M., DUPUIS Ch., QUINIF Y., BOUKO Ph. et RAMU J.P. (1982). — An intercomparison of several methods of detecting radon²²² in overburden gases. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 105, p. 221.
- 6) ODDOU A. (1981). — Mesures des variations de concentration du Radon dans le sol, relation avec la tectonique active (application aux Alpes Maritimes). Thèse 3^e cycle, Nice.
- 7) POCHET R. (1982). — Dosimétrie de l'Hélium et du Radon dans l'eau et dans les sols saturés non consolidés. *Proc. Symp.*, Paris, O.C.D.E., p. 505-516.
- 8) QUINIF Y., DOREMUS P., BOUKO Ph. et CHARLET J.M. (1984). — Une méthode d'analyse du Radon²²² dans les eaux naturelles. Application à la prospection de l'uranium (région d'Oizy, Belgique). *C.R. Ac. Sc.*, sér. D, t. 299, n^o 17, p. 1187-1190.
- 9) RAMSTEDT E. (1911). — Sur la solubilité de l'émanation du Radium dans les liquides organiques. *Le Radium*, vol. 8, p. 253-256.
- 10) SEIDEL J.L. (1982). — Radon - Emanométrie appliquée à la géophysique interne. Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand, 81 pages.
- 11) SCHROEDER G.L., KRAMER H.W. et Evans R.D. (1965). — Diffusion of radon in several naturally occurring soil types. *Journ of Geophys. Res.*, 70, n^o 2.
- 12) STEPHAN H. et STEPHAN T. (1963). — Solubilities of Inorganic and organic compounds. Pergamon Press.
- 13) SWINNE R. (1913). — *Zeitung physik-chemie*, 84, 1913, p. 348-352.
- 14) TELFORD W.M. (1983). — Radon mapping in the search for Uranium. Ed. A.A. Fitch, p. 155-195.

«»

Hydrologie et sédimentologie du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe F.W.I.)

Hydrology and sedimentology of Grand cul-de-sac marin Lagoon (Guadeloupe F.W.I.)

par R. ASSOR (*)

Résumé. — Les mouvements des masses d'eau dus à l'action du vent et de la marée engendrent dans le Grand cul-de-sac marin une double dynamique séparant le lagon en deux zones bien différenciées : une zone périphérique englobant les parties méridionale et orientale où le niveau d'énergie est faible ; une zone septentrionale d'énergie moyenne à forte. Cette dualité hydrodynamique influence très nettement la sédimentation lagunaire, caractérisée au Sud essentiellement par des dépôts terrigènes fins, au Nord par des sables bioclastiques moyens ; la partie centrale étant occupée par un faciès de transition à dominante carbonatée.

La zonation dynamique, bien reflétée par les caractéristiques sédimentologiques, est nuancée par d'autres données telles que la distribution des minéraux argileux, l'évolution spatiale des paramètres physico-chimiques, la répartition de la microfaune benthique (foraminifères) qui, en outre, mettent en évidence d'une part les principales provinces terrestres assurant l'approvisionnement en particules détritiques ; d'autre part l'extension des zones d'influence des différentes provinces terrigènes.

Abstract. — *Water movements generate a dynamical zoning in Grand cul-de-sac marin Lagoon with low-energy level process in peripheral part (southern and eastern), a moderate to high-energy level process in northern part. This double operating system influence sharply lagoonal sedimentation characterised by very fine deposits in peripheral margin and bioclastic medium-grained sand in northern side ; central part is occupied by transition-zone where carbonated sediments prevail.*

Further, spatial evolution of physico-chemical parameters, benthic microfauna and clay minerals distribution show off principal terrestrial provinces providing detritic materials, and influence-field spreading of those different provinces.

INTRODUCTION

Cette note fait le point de nos connaissances sur l'hydrologie et la sédimentation du lagon du Grand cul-de-sac marin en Guadeloupe (fig. 1).

Les investigations sur les associations microfauniques ont déjà fait l'objet de publications en collaboration avec nos collègues de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine ; les données concernant les For-

minifères benthiques que nous présentons séparément proviennent des déterminations de C. Julius, du Laboratoire de Géologie de l'U.A.G.

Les résultats utilisés ici font référence notamment aux travaux effectués, soit dans le lagon lui-même (Assor *et al.*, 1980, 1983 ; Castaing *et al.*, 1984), soit le Petit cul-de-sac marin (Castaing *et al.*, 1985, 1986 ; Assor, 1986), soit la Rivière Salée qui réunit les deux culs-de-sac (Assor, 1977, 1983, 1985) et enfin les lagunes marginales (Assor *et al.*, 1983 ; Assor, 1987).

(*) Groupe de Recherche en Géologie sédimentaire Sites Aquatiques et Terrestres (GREGSAT), Université des Antilles et de la Guyane, U.F.R. Sciences exactes et naturelles, Laboratoire de Géologie, B.P. 592, 97167 Pointe-à-Pitre.

Note écrite présentée le 8 Octobre 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

I. — LES FACTEURS DETERMINANTS DE LA DYNAMIQUE DU MILIEU

L'action des vagues et des courants responsables des mouvements des masses d'eau dans le Grand cul-de-sac marin et ses annexes, est étroitement liée aux facteurs tels que le vent et la marée; vagues et courants sont cependant fortement influencés par les caractéristiques physiographiques des sites concernés, à savoir: la morphologie des fonds et la sinuosité de la ligne de rivage.

1) La morphologie des fonds.

L'examen des cartes marines et des photos aériennes du Grand cul-de-sac marin révèle une bathymétrie très tourmentée dont les traits principaux sont:

— une Barrière récifale orientée Est-Ouest dans sa partie orientale et Sud-Est - Nord-Ouest dans sa partie occidentale. Cette barrière émerge par endroits à marée basse et présente deux îlots sur sa marge sud: l'îlot à Fajou et l'îlot à Caret (fig. 2). Son édification remonterait à la période holocène (Adey et Burke, 1976);

— un ensemble de hauts-fonds internes supportant soit de petites formations récifales appelées localement "Cayes ou Secs", soit des îlots, notamment dans la partie occidentale du lagon;

— un système de chenaux qui se ramifient à partir de quatre axes ou "passes" mettant le lagon en communication avec le large et grossièrement orientés Sud-Nord. D'Est en Ouest, on trouve la "passe à Colas" (35 m de profondeur), la passe à Fajou (15 m), la passe à Caret (19 m) et la passe de la Grande Coulée (15 à 20 m). Les ramifications internes des chenaux prolongent le réseau hydrographique actuel. Ce système de chenaux représente un ancien réseau hydrographique creusé lors de la dernière régression marine puis ennoyé par la remontée du niveau marin (Guilcher *et al.*, 1978).

2) La sinuosité de la ligne de rivage.

Qu'il s'agisse de la marge orientale ou de la marge occidentale, la ligne de rivage est très découpée, avec une alternance de pointes et de baies. Les pointes sont soit des témoins d'anciens interfluves séparant les anciennes vallées creusées dans les argiles latéritiques du

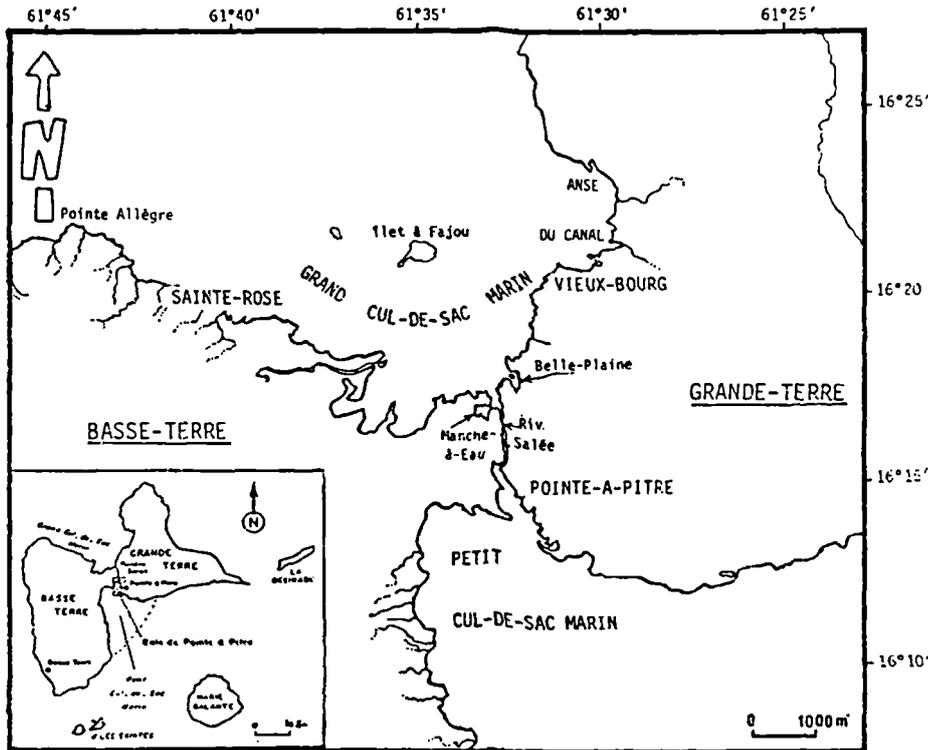


Fig. 1. — Localisation des culs-de-sac marins et des lagunes marginales.

Fig. 1 — Location of "culs-de-sac marins" and marginal lagoons.

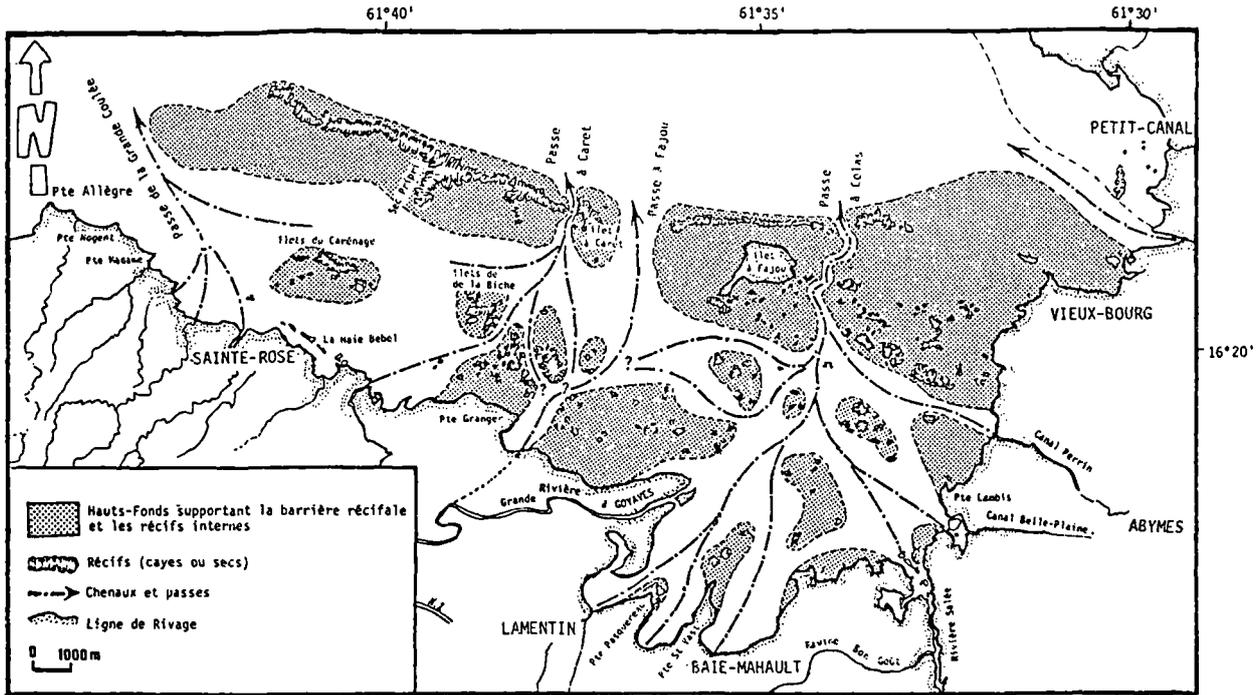


Fig. 2. — Morphologie des fonds du Grand cul-de-sac marin.
 Fig. 2. — Bottom morphology of Grand cul-de-sac marin.

pediment volcano-sédimentaire du Nord-Est de la Basse-Terre, soit issues de dépôts récents matérialisant les zones de progradation de la mangrove sur le domaine marin.

3) Les vents.

Les vents dominants sont de secteur Est (ENE à ESE), correspondant pour les directions les plus fréquentes à celles des alizés au large de la Guadeloupe (fig. 3). La similitude entre la direction des vents dominants et celle de l'allongement principal du lagon joue un rôle essentiel dans le processus de déclenchement et d'évolution des courants de surface. Lorsque les vents viennent du secteur N-NW, notamment en période cyclonique, la circulation générale des masses d'eau subit des modifications importantes avec des répercussions spectaculaires sur toute la moitié occidentale du Grand cul-de-sac marin y compris au niveau de la barrière récifale.

4) La houle.

Le spectre de houle se manifestant dans le Grand cul-de-sac marin est très complexe. La fig. 4 synthétise l'ensemble des observations faites au cours de nos

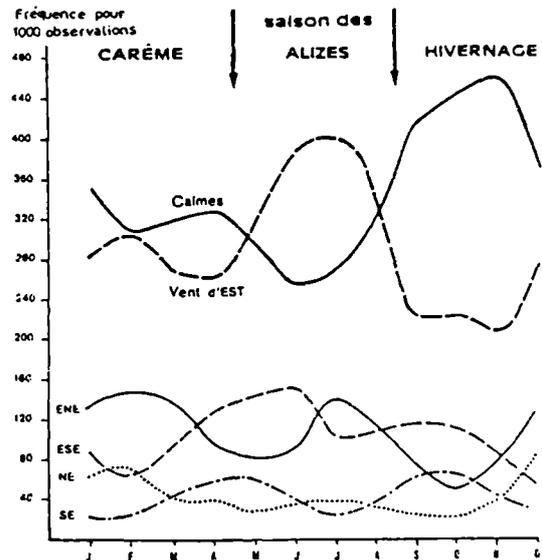


Fig. 3. — Fréquence et orientation des vents au cours de l'année (Cabaussel, 1982).
 Fig. 3. — Annual winds direction and frequency (Cabaussel, 1982).

différentes investigations. Quatre systèmes de houles peuvent être mis en évidence dans le lagon :

— *Système 1* : représente un système résiduel issu de la houle diffractée autour de l'extrémité nord de la Grande-Terre

— *Système 2* : engendré par les vents dominants de secteur Est mais dont l'influence n'est ressentie qu'au-delà d'une ligne approximative Pointe Gris-Gris - Pointe de la Grande Rivière à Goyaves ; c'est-à-dire au-delà de la zone d'ombre due au relief des Grands-Fonds.

— *Système 3* : engendré par les vents de terre issus de la déflexion des vents dominants sur les plateaux du Nord de la Grande-Terre ; vents dominants empruntant le "couloir" formé par la dépression de la plaine de Grippon. Ce train de houle opère surtout

dans la Baie de Petit-Canal et est très atténué en arrivant dans le lagon.

— *Système 4* : il s'agit d'un système exceptionnel qui se manifeste dans les périodes de vents de secteur Nord, en particulier en période cyclonique. Les processus sédimentologiques mis en œuvre par ce système constituent un facteur de déséquilibre par rapport aux processus habituels et jouent un rôle très important dans l'évolution physiographique du lagon, tant sur les marges (plages) que sur les parties centrales (récifs et bancs sableux internes, au Nord de Sainte-Rose notamment).

Au Nord de la Rivière Salée, entre la Baie à Chatte et la Pointe J'ai Fouillé, il existe une zone de calme relatif où, seules les vagues du système 4 provoquent une certaine agitation.

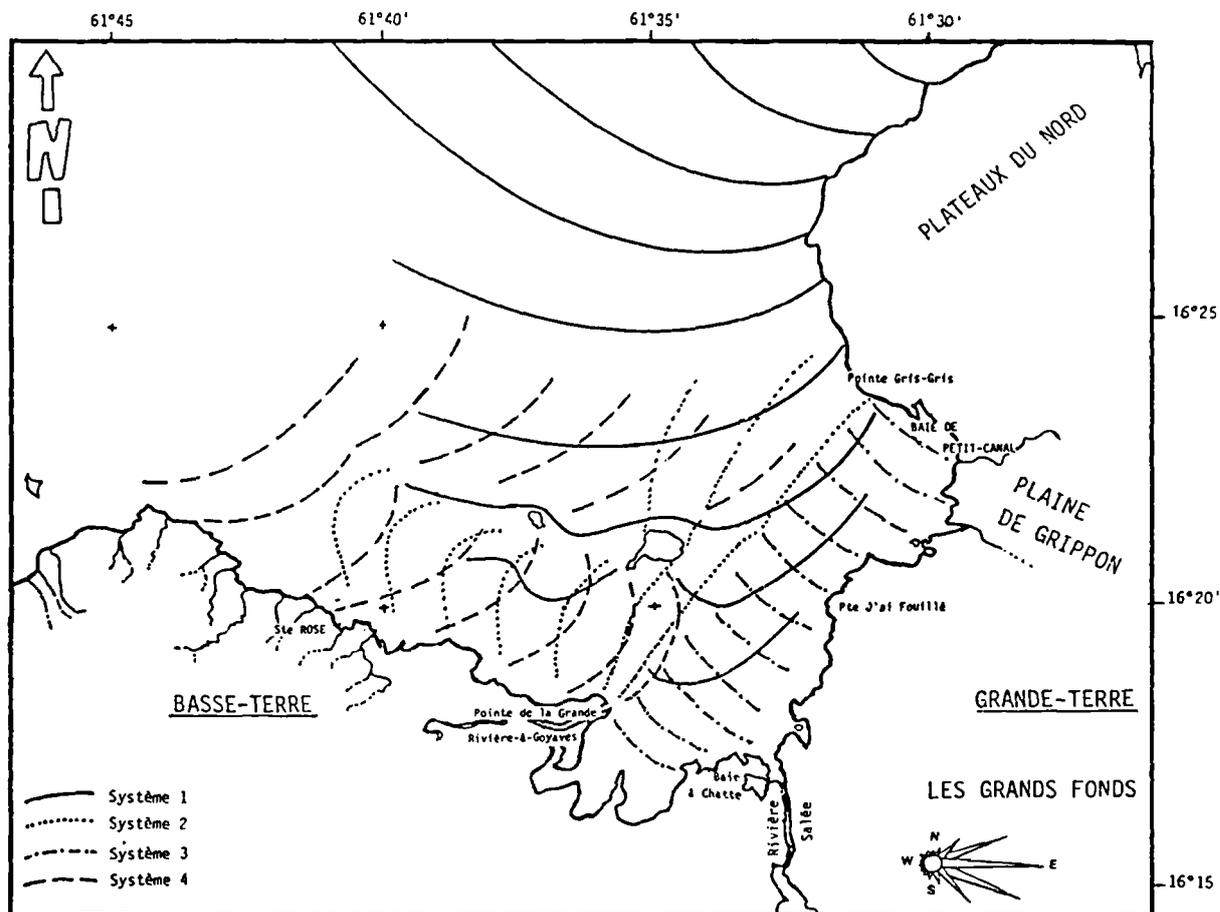


Fig. 4. — Systèmes de houle observés dans le Grand cul-de-sac marin.

Fig. 4. — Swell systems in Grand cul-de-sac marin.

5) La marée.

La marée présente en Guadeloupe un caractère mixte dû à la rencontre entre une onde venue de l'Atlantique nord et celle venue de la mer Caraïbe. De type diurne aux syzygies de Solstice et aux quadratures d'équinoxe, elle devient semi-diurne aux époques où la déclinaison de la lune s'annule.

Le marnage dans la Baie de Pointe-à-Pitre ne dépasse guère 50 à 60 cm en période de vive-eau. Cependant, il peut se produire un gonflement important du niveau de l'eau durant les cyclones, soit sous l'effet du vent, soit sous l'effet de la pression atmosphérique.

La comparaison de la marée dans la partie Est du Grand cul-de-sac marin et dans la Baie de Pointe-à-Pitre montre qu'à quelques centimètres près, les amplitudes sont les mêmes (Bonin et Jai, 1982). Les décalages en temps, retard de Vieux-Bourg par rapport à Pointe-à-Pitre, sont plus importants en morte-eau qu'en vive-eau. Ce retard est évalué à 1 h. 30 en moyenne mais peut atteindre 3 heures à basse mer (en morte-eau).

II. — CIRCULATION DES MASSES D'EAU

Les premières investigations ont été réalisées en 1980 avec des perches lestées, des bouées dérivantes et des substances colorantes. En 1981, les enregistrements effectués dans les passes, à l'aide d'un courantomètre AANDERAA RCM 4, bien que localisés dans le temps, ainsi que des observations sur la marge orientale et dans les baies du Sud-Ouest, nous permettent de proposer un schéma d'ensemble des déplacements des masses d'eau dans le Grand cul-de-sac marin (fig. 5), dont les traits caractéristiques sont les suivants :

1° Une circulation générale sous la dépendance d'un courant qui longe la barrière récifale sur sa marge nord (Castaing *et al.*, 1983); courant qui représente probablement un diverticule du courant Nord-Equatorial, dévié vers le Sud par la ride sous-marine prolongeant la Basse-Terre puis par le récif-barrière et enfin par la marge occidentale de la Grande-Terre au large de Petit-Canal. Selon Duncan *et al.* (1982), le courant Nord-Equatorial, contrairement aux indications des Pilot-Charts, n'engendre pas un "courant des

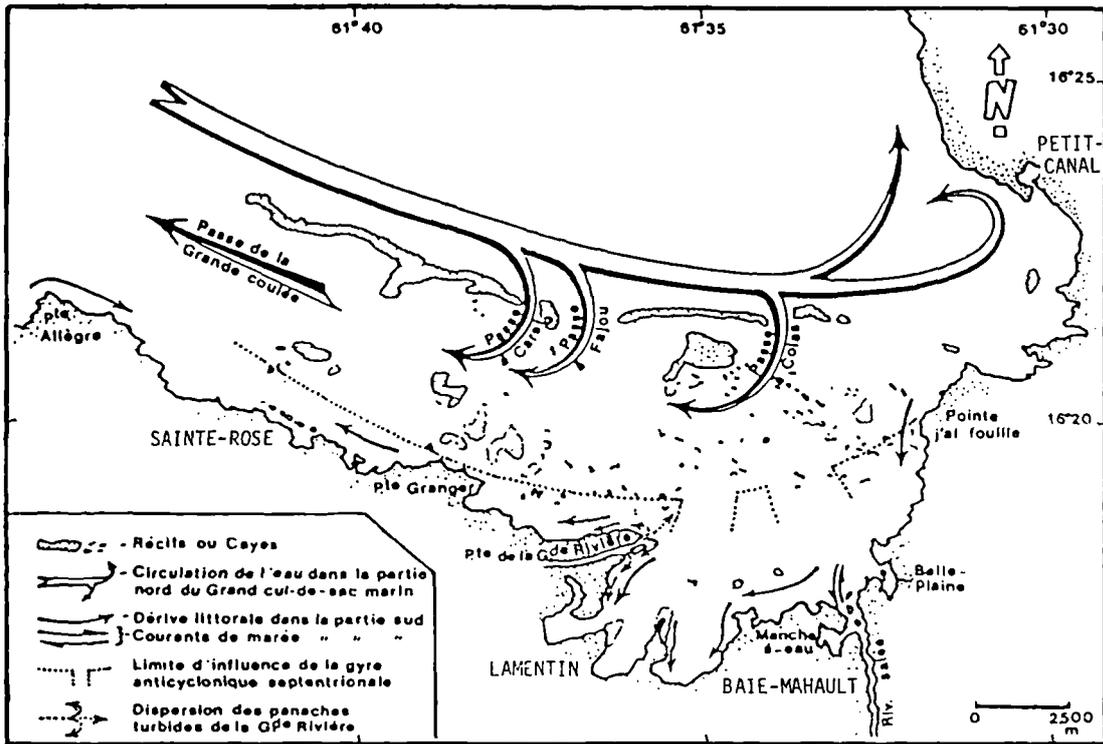


Fig. 5. — Schéma général des déplacements des masses d'eau dans le Grand cul-de-sac marin.

Fig. 5. — General pattern of water movements in Grand cul-de-sac marin.

Antilles" (Defense Mapping Agency, 1955) mais un système complexe de tourbillons pouvant induire autour des îles, des mouvements de masses d'eau très différents des déplacements superficiels dus aux vents dominants. La gyre cyclonique localisée au Nord du Grand cul-de-sac marin pourrait correspondre à un mouvement tourbillonnaire de ce type.

2° Des ramifications de ce courant pénétrant dans le lagon, par les passes à Colas, Fajou et Caret, principalement en profondeur durant le montant et en surface durant une partie du perçant.

Les vitesses sont très variables :

- les valeurs minimales oscillent entre 2 et 6 cm/s en surface contre 2 à 4 cm/s en profondeur ;
- les valeurs maximales évoluent entre 13 et 27 cm/s en surface et 25 à 28 cm/s en profondeur.

Les masses d'eau suivent ensuite la zone dépressionnaire (orientée SE-NW) située au Sud de la barrière récifale et, sous la double influence de la morphologie sous-marine et des vents dominants, elles sont évacuées vers le NW en direction de la passe de la Grande Coulée.

3° Une circulation interne très faible, avec des vitesses moyennes de 1 à 3 cm/s, voire nulle dans les zones les plus enclavées. Les courants sont pour l'essentiel des dérives littorales liées, au système de houle qui prédomine, à la sinuosité de la ligne de rivage et à la bathymétrie du secteur considéré (fig. 6).

4° Une micro-courantologie très particulière dans les lagunes marginales où les vents et la marée constituent les moteurs de la dynamique du milieu ; localement, les modifications imposées à l'onde de marée par les caractéristiques physiographiques déclenchent un phénomène d'oscillation des masses d'eau (seiche) capable d'engendrer des courants relativement rapides ($V > 50$ cm/s), avec des implications sédimentologiques (granulométrie et distribution spatiale) qui confèrent à ces lagunes une certaine originalité (Assor, 1983-1987).

Le Grand cul-de-sac marin est donc le siège d'une circulation complexe qui le partage en deux zones dynamiques bien différenciées :

1° Une zone septentrionale où les ramifications de la gyre cyclonique assurent, avec les vagues et les courants de surface dus aux vents, un bon renouvellement du milieu.

2° Une zone méridionale semi-abritée beaucoup moins renouvelée, séparée de la première par une ligne courbe passant approximativement par les Pointes Granger (à l'Ouest) et J'ai Fouillé (à l'Est).

III. — LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

L'évolution des valeurs de ces paramètres dans le temps est liée aux fluctuations des facteurs météorologiques. En effet, pluviosité, insolation et évaporation qui influencent la température, la teneur en oxygène, la salinité et la charge turbide de l'eau, subissent des variations importantes en cours d'année.

La pluviosité annuelle moyenne (de 1951 à 1978) est de l'ordre de 1.840 mm. La pluie est inégalement répartie sur l'année ; les premiers mois sont les plus secs, les mois d'Août à Novembre étant plus humides.

L'insolation et l'évaporation. A certaines périodes, l'évaporation limite la dessalure des eaux du lagon par les pluies, ce qui lui confère un rôle important dans l'évolution des paramètres physico-chimiques. Elle est maximale de Mars à Avril (124 à 120 mm), de Mai à Juillet elle reste élevée et diminue en Août. Le minimum moyen (69 mm) est atteint en Novembre. L'insolation qui conditionne l'évaporation est importante durant les mois de Mars à Juillet.

Bien que partiels, les résultats disponibles permettent une approche valable des relations entre le contexte dynamique du milieu et ses paramètres physico-chimiques. Les paramètres suivants ont été mesurés :

- Teneur de matières en suspension,
- Teneur en éléments dissous,
- Température, Salinité, Oxygène.

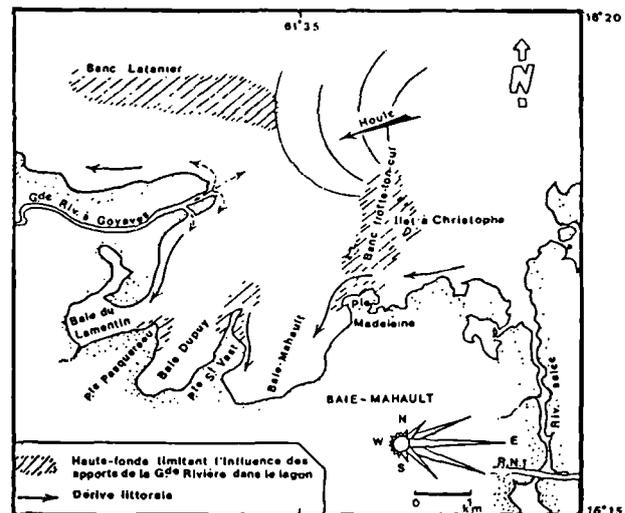


Fig. 6. — Incidences de la bathymétrie et de la ligne de rivage sur la dynamique des eaux dans la zone méridionale du Grand cul-de-sac marin (Assor, 1981).

Fig. 6. — Incidences of bathymetry and shore-line on water-movements in southern part of Grand cul-de-sac marin (Assor, 1981).

1) Teneur de matières en suspension.

Elle est en général faible dans les parties centrale et septentrionale du lagon. Cependant, en période d'agitation due soit au renforcement des vents d'Est, soit à l'arrivée des houles de secteur nord, les sédiments sont remaniés sur les hauts-fonds ou sur la marge interne de la barrière récifale ; les éléments fins (sable, silt et "algal-dust") sont mis en suspension et leur concentration dans l'eau peut dépasser 5 mg/l. Dans la moitié méridionale, la teneur en suspension est parfois importante et peut être supérieure à 20 mg/l. Les éléments en suspension sont, soit des débris organiques arrivés à marée descendante avec les eaux de drainage de la mangrove, soit des particules minérales mobilisées par l'action du clapot.

2) Teneur en éléments dissous.

Les éléments suivants ont été dosés : SiO_2 , Ca, Mg, Na, K, Sr, Cl, SO_4 , HCO_3 , Fe, Al, PO_4 .

Al et PO_4 sont en quantités non mesurables. Fe et HCO_3 ont des valeurs constantes, respectivement 0, 12 et 2,3 meq/l. Les autres éléments, en fonction des secteurs considérés, présentent des teneurs très variables (fig. 7). Ainsi, le magnésium, déficitaire dans la partie méridionale du lagon (stations 43, 46, 47), est par contre bien représenté au Nord (stations 11, 21, 71). Ces variations peuvent témoigner de la prépondérance soit des influences continentales, soit des influences marines en liaison avec l'action des facteurs hydro-dynamiques ; elles peuvent aussi résulter des interactions milieu physique - milieu biologique. La faible teneur en PO_4 traduit :

— Soit une consommation rapide par les micro-organismes colonisant le milieu (phytoplancton). De nombreux travaux soulignent le parallélisme entre les cycles des sels nutritifs et ceux du phytoplancton ; cycles des sels nutritifs liés au rythme saisonnier. Leurs concentrations augmentent en effet au début de la saison des pluies lorsque celles-ci entraînent dans le lagon de grandes quantités de particules terrigènes (jusqu'à cent fois les concentrations initiales). Nichols *et al.* (1979) signalent après un orage violent, des concentrations très élevées de phosphates et nitrates dans une lagune de Floride (près de 5 mg/l).

— Soit une fixation par les sédiments souvent constitués de vases organiques. Une telle fixation a été mise en évidence par Walsh (1967) dans une mangrove d'Hawaii. Cette fixation peut atteindre 98 % des concentrations initiales. Elle peut cependant n'être que provisoire ; certains auteurs pensent que les sédiments peuvent "relâcher" des quantités importantes de sels nutritifs (Pomeroy *et al.*, 1965).

— Soit une absence d'apports durant la période de prélèvement. Cette hypothèse ne peut être retenue car la campagne d'investigation concernée s'est déroulée en fin de saison pluvieuse.

3) Température.

Que ce soit en surface ou en profondeur, les mesures de température (fig. 8) font apparaître trois zones à températures plus élevées (30 à 31°C) que dans le reste du lagon (29°C). L'environnement immédiat de l'embouchure de la Grande Rivière à Goyaves, l'entrée nord de la Rivière Salée, la zone située à l'Ouest de la commune de Vieux-Bourg.

Il est à noter que, sur les marges du lagon, les zones "froides" sont situées à l'extrémité des principaux tributaires de la passe à Colas. On peut supposer qu'elles sont occupées par des masses d'eau influencées périodiquement par une pénétration d'eau du large circulant en profondeur depuis cette passe. Bien que située dans le même contexte bathymétrique, l'entrée nord de la Rivière Salée n'est pas une "zone froide" car le débit "d'eaux continentales" est suffisamment important pour contrebalancer le flux venu du large, ceci en raison surtout de la prédominance du transfert Sud-Nord des masses d'eau dans cette rivière.

4) Salinité.

Elle décroît progressivement de la barrière récifale, vers le Sud. La limite entre les salinités élevées ($S_{\text{‰}} > 36$) et les salinités diminuées ($S_{\text{‰}} < 36$) se situant approximativement sur le parallèle de la Pointe Lambis. En surface ou en profondeur, on remarque toutefois, au Sud de cette limite, une lentille "d'eau salée" localisée entre la lagune de Belle-Plaine et l'entrée de la Rivière Salée (fig. 9 et 10). De par la configuration de la nappe "d'eau salée" en surface, sur la marge nord-est du lagon, il est vraisemblable que cette lentille résulte soit du piégeage de la partie distale d'une langue d'eau salée entraînée par la dérive littorale depuis le secteur de l'îlet à Macou, soit d'un flux d'eau circulant en profondeur dans le chenal depuis la passe à Colas.

5) Oxygène dissous.

Dans le lagon lui-même, les valeurs relevées sont en général stables et proches de la saturation (valeurs moyennes de 4 ml/l.). Il y a une légère décroissance d'une part de la surface vers le fond, d'autre part du Nord vers le Sud. Les valeurs les plus fortes sont liées :

- à l'environnement récifal où les courants et les brisants assurent un brassage favorisant l'oxygénation,
- au secteur sud-est où le fond est colonisé par des herbiers (activité photosynthétique).

Dans les canaux, les eaux sont généralement moins oxygénées en profondeur qu'en surface. Ce qui peut s'expliquer par une forte consommation (en oxygène) liée à la dégradation de la matière organique constituant l'essentiel des dépôts. Il en est ainsi dans les zones bordières du lagon et les parties enclavées des lagunes périphériques (Belle-Plaine, Manche-à-Eau) recevant les débris végétaux de la mangrove.

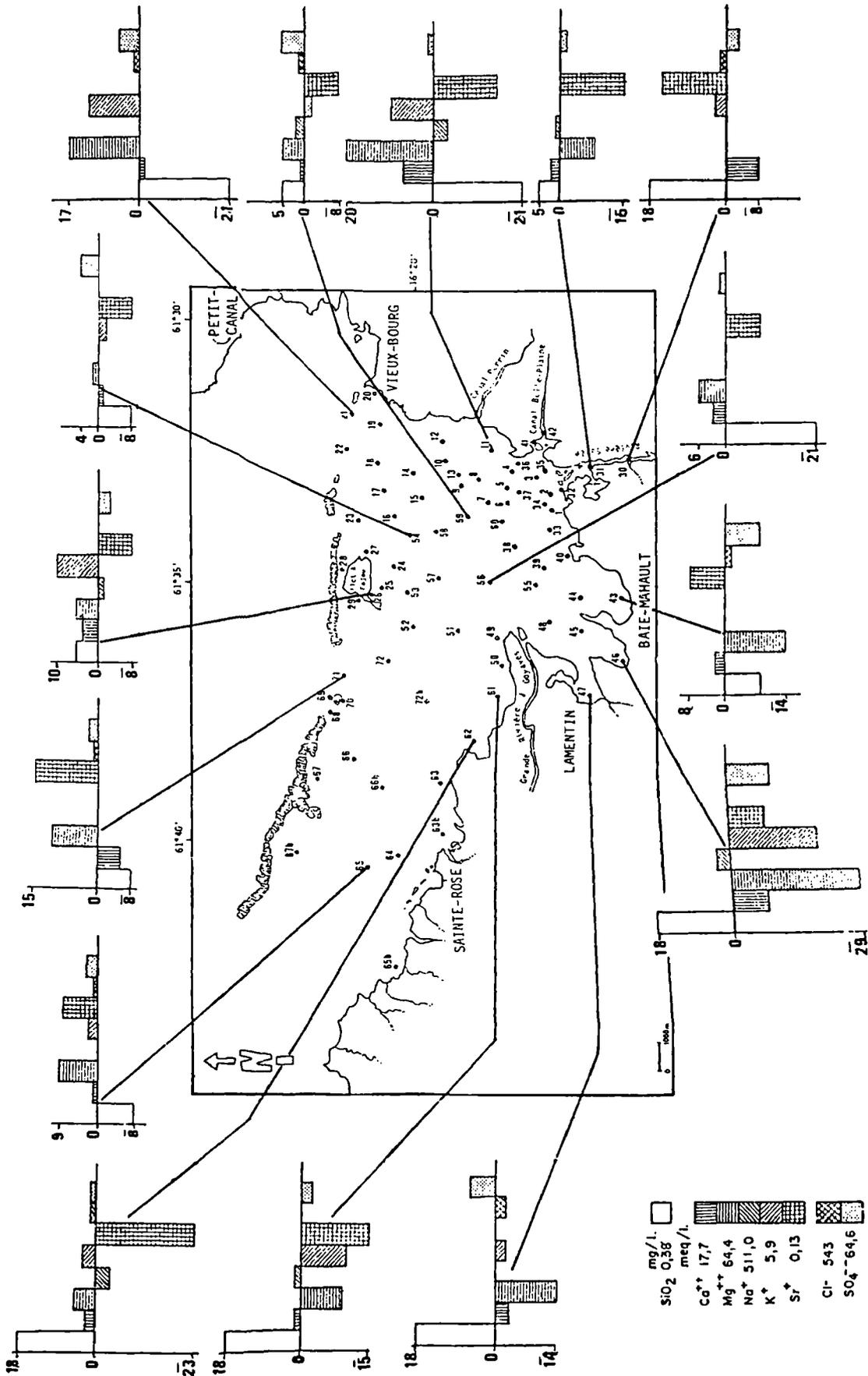


Fig. 7. — Teneurs en éléments dissous.

Fig. 7. — Dissolved elements amount.

IV. — LES SEDIMENTS

Après avoir analysé la nature et la texture des dépôts, nous examinons les variations du cortège argileux et proposons une carte de répartition des faciès sédimentaires.

1) Nature et texture des dépôts.

Les sédiments prélevés dans le lagon du Grand cul-de-sac marin se répartissent en deux grandes catégories :

— des sables, localisés surtout sur la marge sud de la barrière récifale, autour des petits récifs dispersés à l'intérieur du lagon et enfin sur les plages exposées à la houle,

— des vases, localisées dans les chenaux, sur les marges où elles sont colonisées par des herbiers (Algues et Phanérogames marines) et la forêt à palétuviers (mangrove).

A) LES SABLES.

a) Paramètres texturaux.

La médiane varie entre 190 et 550 μ . Mais pour l'essentiel des stocks, ce paramètre se situe entre 300 et 400 μ . Il s'agit de sables moyens, en général bien classés, avec un indice de Trask S_0 dépassant rarement 2 (fig. 11, tableau I), et une proportion d'éléments fins en général inférieure à 20 %.

b) Eléments constitutifs.

Les sables, de couleur blanchâtre ou grisâtre, sont constitués essentiellement de bioclastes, de quartz bipyramidés, d'éléments quartzeux clastiques, d'éléments ferrugineux ou autres débris terrigènes. Les bioclastes sont des fragments d'Algues calcaires (*Halimeda*), de coquilles de Lamellibranches et Gastéropodes, de radioles et de plaques d'Echinodermes ou de lithoclastes coralligènes. Les fragments d'*Halimeda* et de coraux sont les plus ubiquistes et le sens de décroissance de leur taille et de leur fréquence permet de

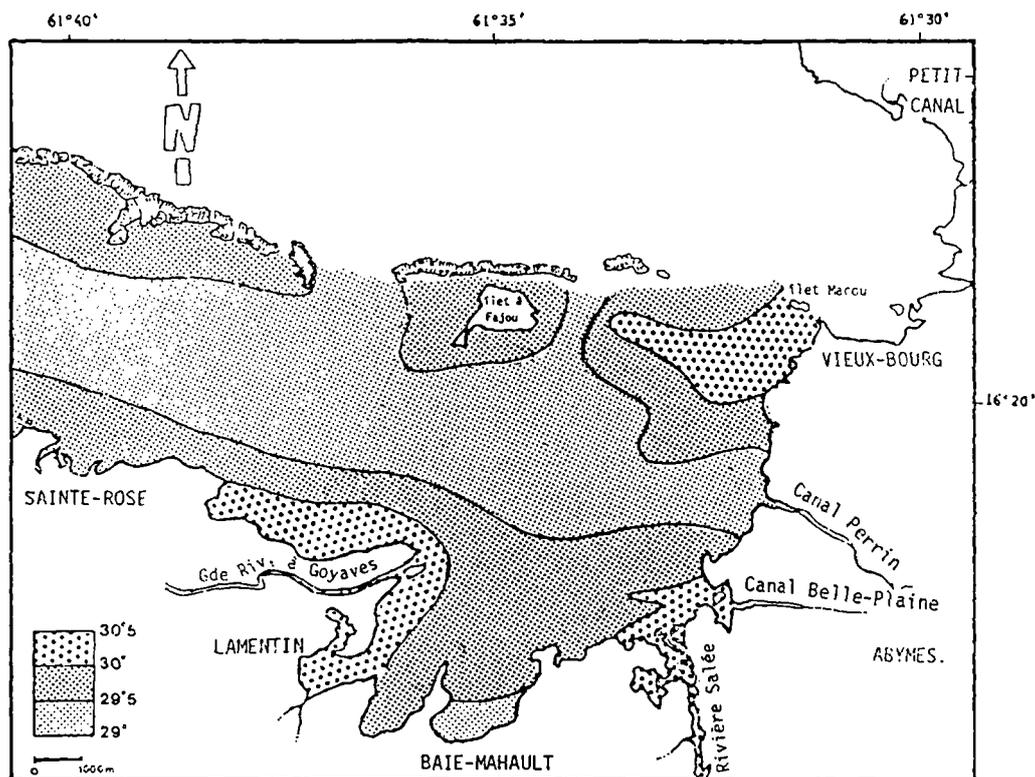


Fig. 8. — Répartition des températures dans le Grand cul-de-sac marin (partie orientale).

Fig. 8. — Temperature distribution in Grand cul-de-sac marin (eastern part).

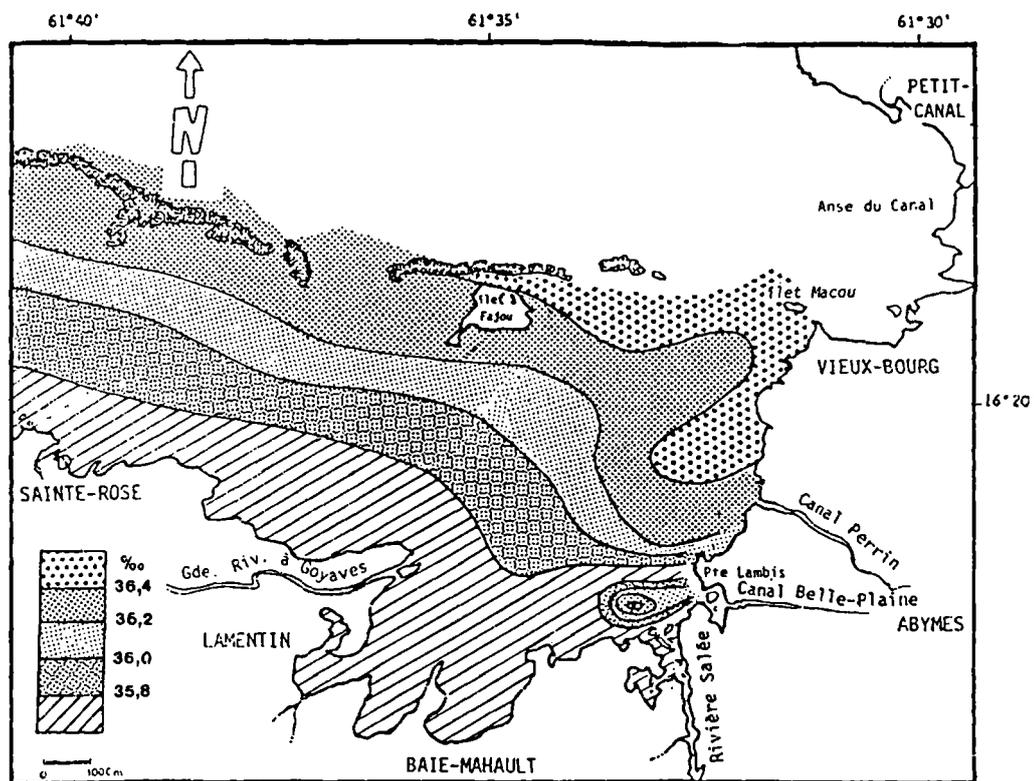


Fig. 9. — Répartition de la salinité dans le Grand cul-de-sac marin en surface.

Fig. 9. — Surface salinity distribution in Grand cul-de-sac marin.

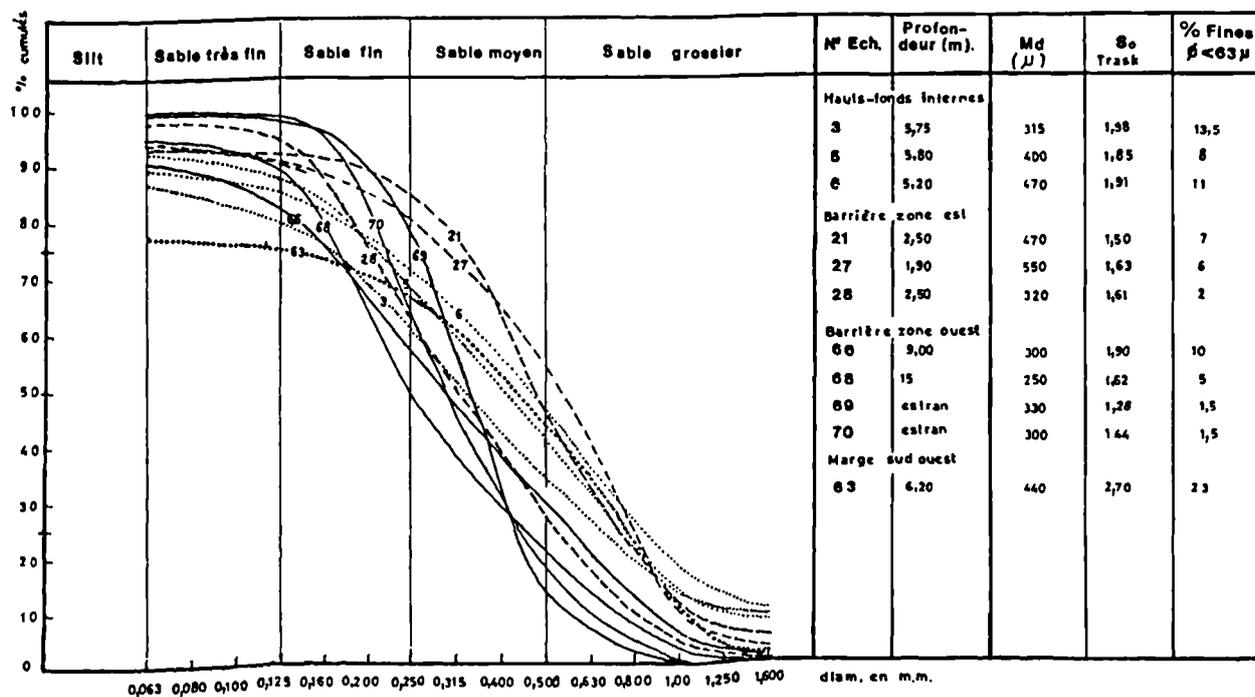


Tableau I. — Courbes granulométriques des sédiments sableux du Grand cul-de-sac marin.

Table I. — Grain-size analysis of sandy sediments in Grand cul-de-sac marin.

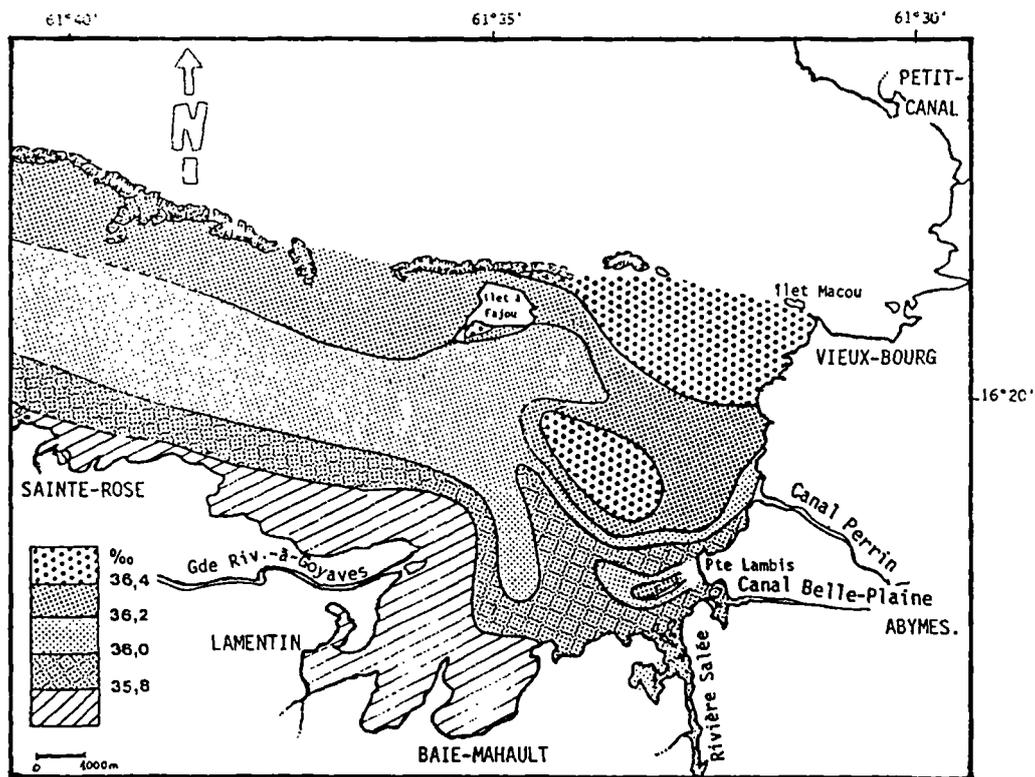


Fig. 10. — Répartition de la salinité dans le Grand cul-de-sac marin en profondeur.
 Fig. 10. — Depth salinity distribution in Grand cul-de-sac marin.

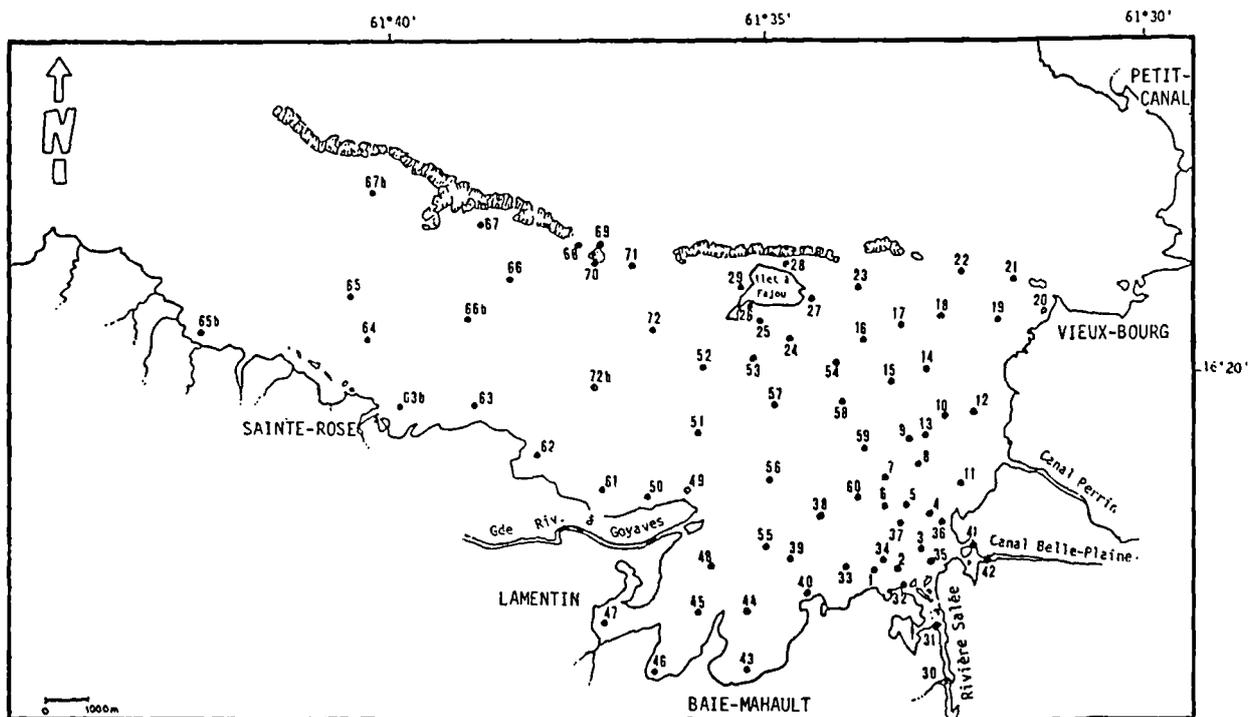


Fig. 11. — Localisation des prélèvements de sédiments.
 Fig. 11. — Location of sampling stations.

déterminer le schéma de dispersion des particules à partir des hauts-fonds.

Les quartz bipyramidés sont abondants dans les argiles kaoliniques du piedmont nord-est de la Basse-Terre ; leur répartition sur l'îlet à Fajou, sur les hauts-fonds situés entre la passe à Colas et la marge orientale du Grand cul-de-sac marin ainsi que dans la Rivière Salée et autour de l'embouchure de la Grande Rivière-à-Goyaves, témoigne de l'extension ancienne des épandages volcano-sédimentaires depuis le Nord-Est de la Basse-Terre jusque sur la partie occidentale de la Grande-Terre. Les éléments quartzueux clastiques se présentent sous forme de fragments anguleux grossiers dans les stocks sableux des plages de la marge nord-occidentale où affleurent des Dacites à quartz (Westercamp et Tazieff, 1980).

Les autres constituants terrigènes sont représentés par les minéraux lourds (où prédominent les éléments ferrugineux) et les lithoclastes d'argiles latéritiques indurées ou de roches volcaniques diverses.

Les teneurs en carbonates, de 60 à 98 %, traduisent la prépondérance des constituants organogènes.

B) LES VASES.

Deux paramètres ont été étudiés ; la médiane granulométrique et la teneur en carbonate, *après élimination, par tamisage, de la phase supérieure à 63 μ* . Cette phase, constituée de tests et de débris de tests, reflète en effet beaucoup plus la densité de la colonisation des substrats que la dynamique du milieu. Nous avons ainsi établi les cartes de la distribution des médianes et des teneurs en carbonates *pour les seules particules transportées surtout en suspension*. Ces cartes montrent nettement l'influence des facteurs hydrodynamiques (houle et courants), de la bathymétrie et des sources d'approvisionnement en particules.

a) Influence des facteurs hydrodynamiques.

Les valeurs de la médiane décroissent, des environs de la barrière récifale ($Md > 20 \mu$) vers le littoral ($Md < 5 \mu$), reflétant ainsi le passage d'une zone très dynamique au Nord à une zone d'énergie modérée à faible au Sud. La diminution d'énergie résulte notamment de la réfraction de la houle sur les différents hauts-fonds (récif-barrière et récifs internes). Au niveau des passes et des chenaux qui les prolongent, les courbes d'isovaleurs de la médiane s'infléchissent vers le Sud, mettant ainsi en évidence la pénétration de la houle et des courants (fig. 12).

b) Influence des sources d'approvisionnement.

La localisation des faibles valeurs ($Md < 5 \mu$) en face de l'embouchure de la Grande Rivière-à-Goyaves, des exutoires des canaux drainant la mangrove (Perrin et Belle-Plaine) et de la Rivière Salée témoigne de l'influence des sources d'approvisionnement sur ce paramètre (fig. 12).

Les mêmes influences peuvent être notées sur la carte des teneurs en carbonates (fig. 13).

2) Minéralogie des argiles.

La composition moyenne de la phase argileuse est de 87 % de kaolinite et de 13 % de smectites. Dans le détail, trois types d'environnements peuvent être distingués quant à la teneur en kaolinite (fig. 14).

A) ENVIRONNEMENTS RICHES EN KAOLINITE.

La teneur y est égale ou supérieure à 95 %. Les deux zones représentatives sont situées autour de l'embouchure de la Grande Rivière-à-Goyaves et entre Vieux-Bourg et îlet à Fajou. Dans les deux cas, ces zones sont au large d'estuaires de cours d'eau drainant des formations riches en kaolinite (piedmont nord-est Basse-Terre et versant sud du fossé d'effondrement de Grippon). L'affleurement d'argile à quartz bipyramidés situé sur l'îlet à Fajou contribue aussi, largement, à l'approvisionnement du secteur nord.

B) ENVIRONNEMENTS A TENEURS EN KAOLINITE ÉGALES OU INFÉRIEURES A 80 %.

Les deux secteurs concernés sont alimentés à partir de deux arrière-pays où les smectites sont bien représentées, soit parce que l'évolution pédogénétique des argiles est différente de celle du piedmont du Nord-Est (c'est le cas de l'extrémité nord de la Basse-Terre), soit parce que les calcaires coralliens qui constituent la roche-mère (Grande-Terre) engendrent surtout des vertisols (montmorillonitiques).

C) ENVIRONNEMENTS A TENEURS INTERMÉDIAIRES.

Il est remarquable de constater que dans cette catégorie se retrouvent les secteurs côtiers qui ne sont pas sous l'influence directe des apports du réseau hydrographique et, surtout, la partie centrale du lagon. Ces secteurs matérialisent en quelque sorte le domaine où l'influence marine contrebalance au maximum l'influence continentale.

3) Carte des faciès sédimentaires.

A partir d'un diagramme triangulaire (Moyes *et al.*, 1978) tenant compte de la teneur en carbonates (0 à 30 % ; 30 à 70 % ; 70 à 100 % de CaCO_3) et de la granulométrie des prélèvements (proportions relatives de sable, silt et argile), nous pouvons répartir les dépôts actuels en trois grands types de faciès sédimentaires (fig. 15) dont certains peuvent être subdivisés en sous-faciès très localisés et individualisés par la présence d'éléments figurés spécifiques comme les débris végétaux :

— *Les sables bioclastiques*, représentatifs du domaine récifal externe ou interne et des plages exposées.

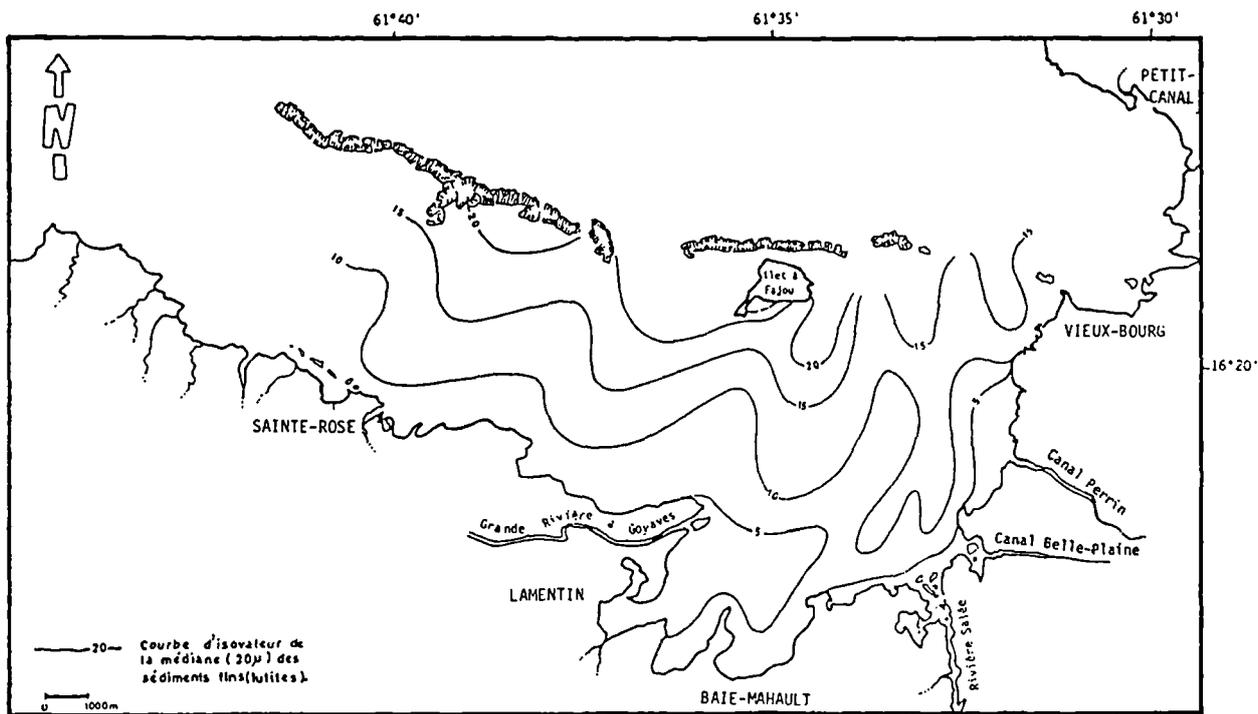


Fig. 12. — Répartition des valeurs de la médiane des sédiments fins.
 Fig. 12. — Distribution of median-values ($\emptyset 50$) in fine-grained sediments.

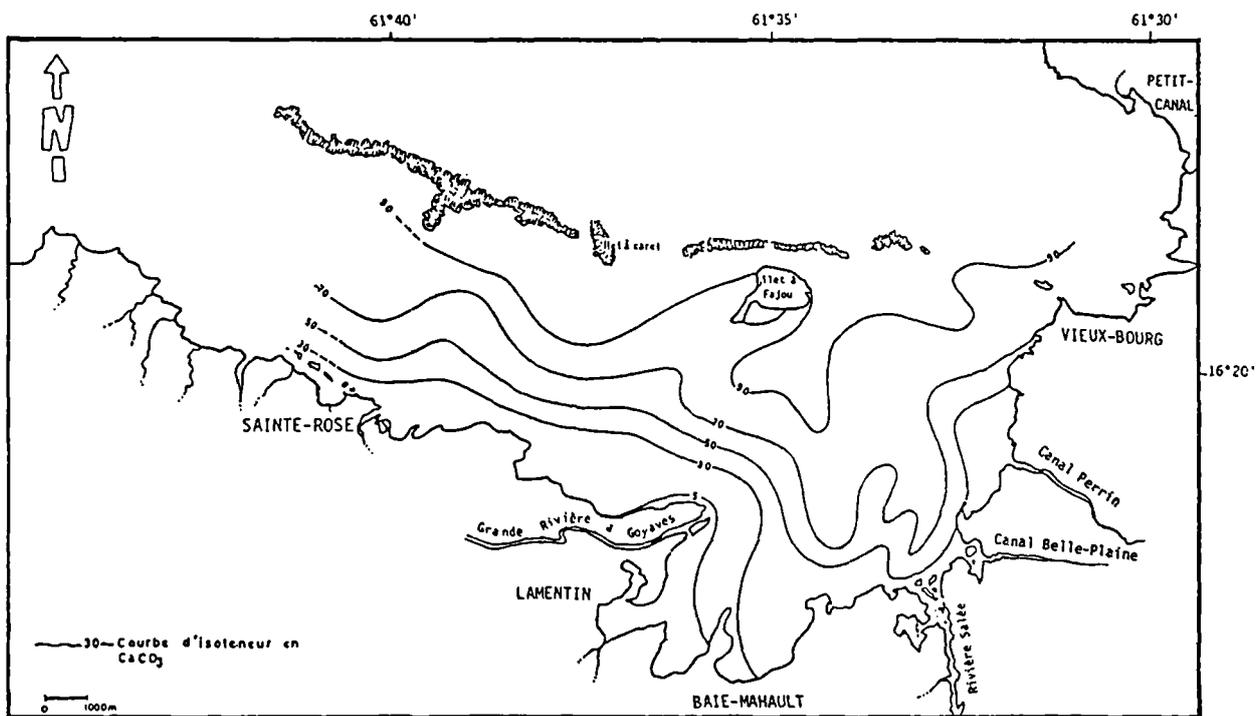


Fig. 13. — Variations de la teneur en carbonates des sédiments fins.
 Fig. 13. — Carbonates rate in fine-grained sediments.

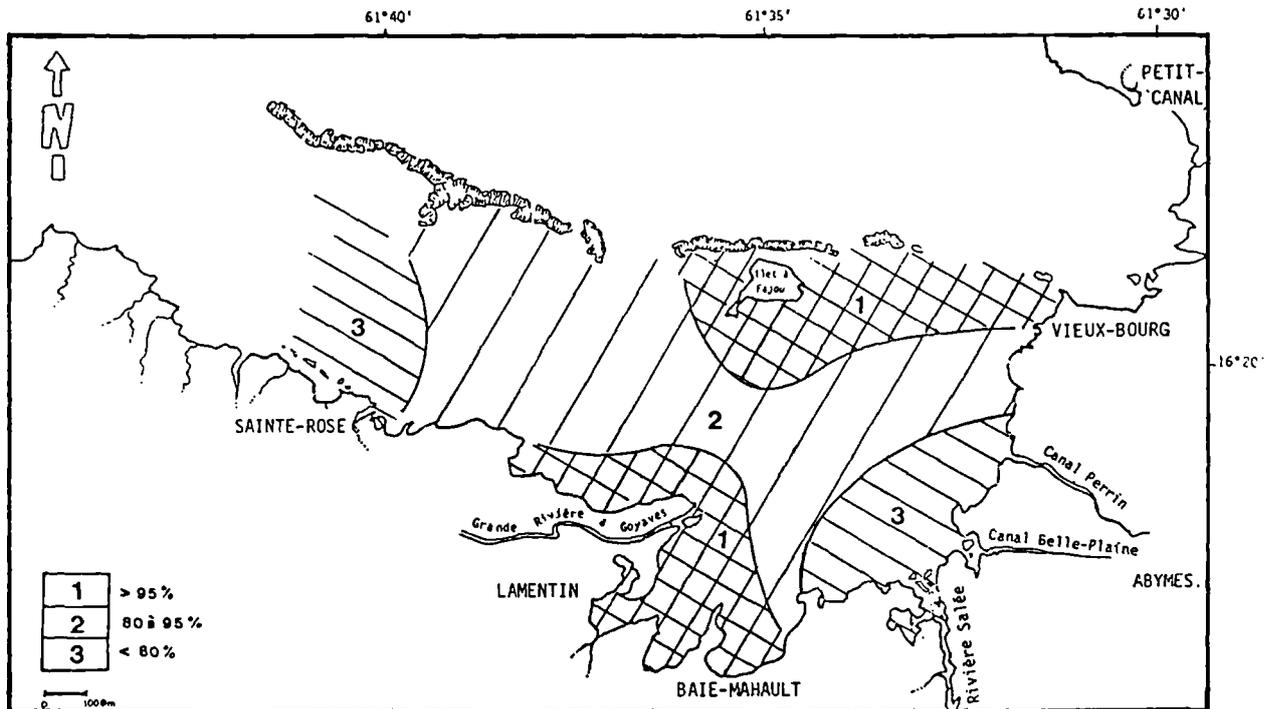


Fig. 14. — Répartition de la teneur en kaolinite dans le Grand cul-de-sac marin.
 Fig. 14. — Distribution of kaolinic clay in Grand cul-de-sac marin.

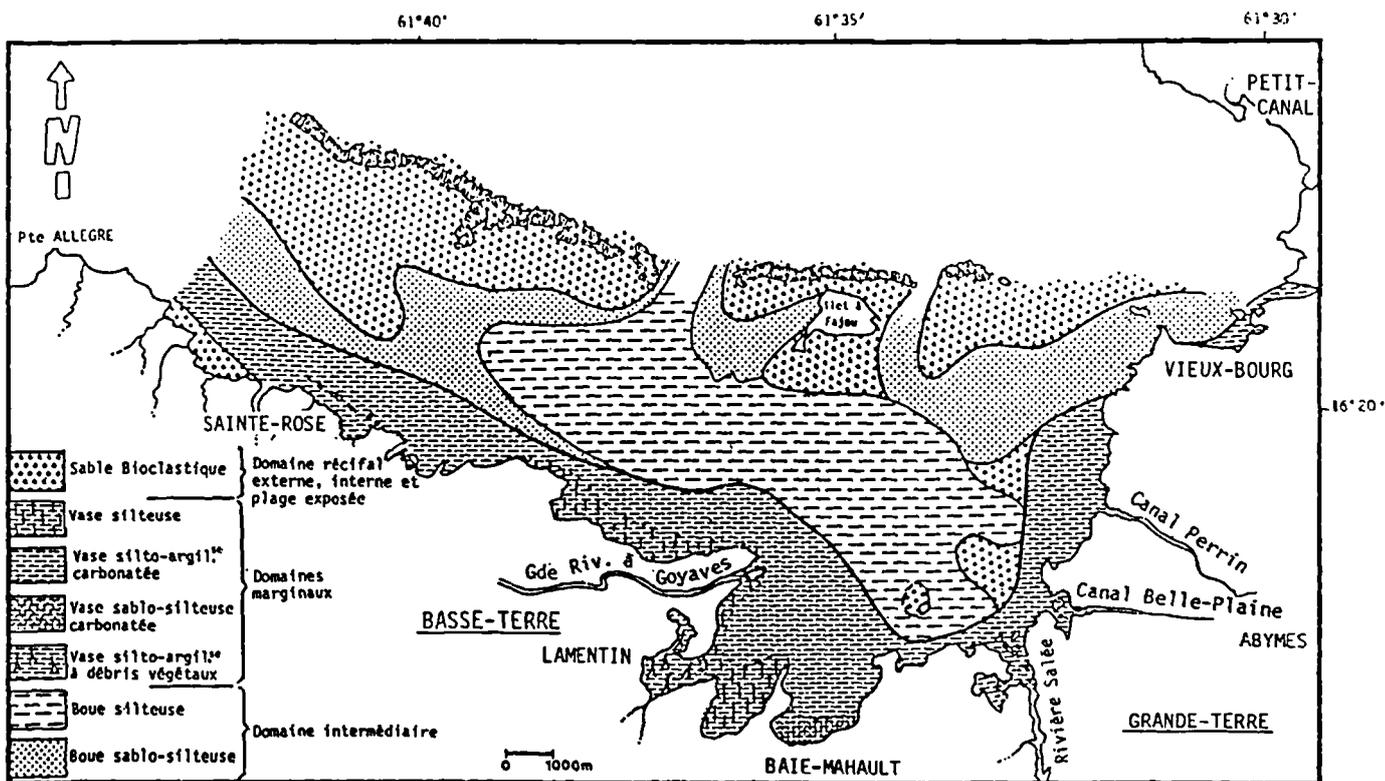


Fig. 15. — Carte simplifiée des faciès sédimentaires du Grand cul-de-sac marin (Assor, 1983).
 Fig. 15. — Distribution of sedimentary facies in Grand cul-de-sac marin (Assor, 1983).

— *Les vases*, représentatives des domaines marginaux recevant soit les apports terrigènes de Grande-Terre sur la bordure orientale du lagon, soit les apports terrigènes de Basse-Terre sur la bordure occidentale. Elles se répartissent en quatre sous-faciès (vase silteuse, vase silto-argileuse carbonatée, vase sablo-silteuse carbonatée, vase silto-argileuse à débris végétaux).

— *Les boues* du domaine intermédiaire. Elles sont localisées dans la partie centrale du lagon et représentent un faciès de transition influencé cependant surtout par le domaine septentrional des sables bioclastiques. Il en résulte une teneur en carbonates supérieure à 70 %, limite qui permet de faire la différence entre vases ($\text{CaCO}_3 < 70\%$) et boues ($\text{CaCO}_3 > 70\%$) dans la classification triangulaire utilisée. Les boues du Grand cul-de-sac marin se répartissent en deux sous-faciès (boue silteuse et boue sablo-silteuse).

Ainsi, la disposition des principales entités facio-logiques en trois bandes parallèles à la barrière récifale témoigne de la décroissance progressive du niveau d'énergie dans le lagon, du Nord au Sud. La faible extension des faciès terrigènes montre que le domaine insulaire n'exerce qu'une influence réduite sur la sédimentation du lagon. En revanche, la nature éminem-

ment carbonatée du faciès intermédiaire fait ressortir la prédominance d'influence du domaine carbonaté septentrional.

V. — LES ASSOCIATIONS MICROFAUNIQUES

Les résultats présentés ici concernent seulement les foraminifères benthiques. Cette microfaune présente les caractéristiques essentielles suivantes :

- une assez grande richesse : 111 espèces réparties en 62 genres ;
- une bonne conservation générale ;
- une richesse en espèces et parfois en individus, d'autant plus grande que le sédiment est plus fin (vase silteuse) ;
- une absence quasi totale de formes pélagiques ;
- un très petit nombre d'espèces et d'individus agglutinés, à peine 2 % du total de la microfaune.

En examinant la répartition des familles, il est possible de distinguer cinq ensembles microfauniques bien différenciés (fig. 16).

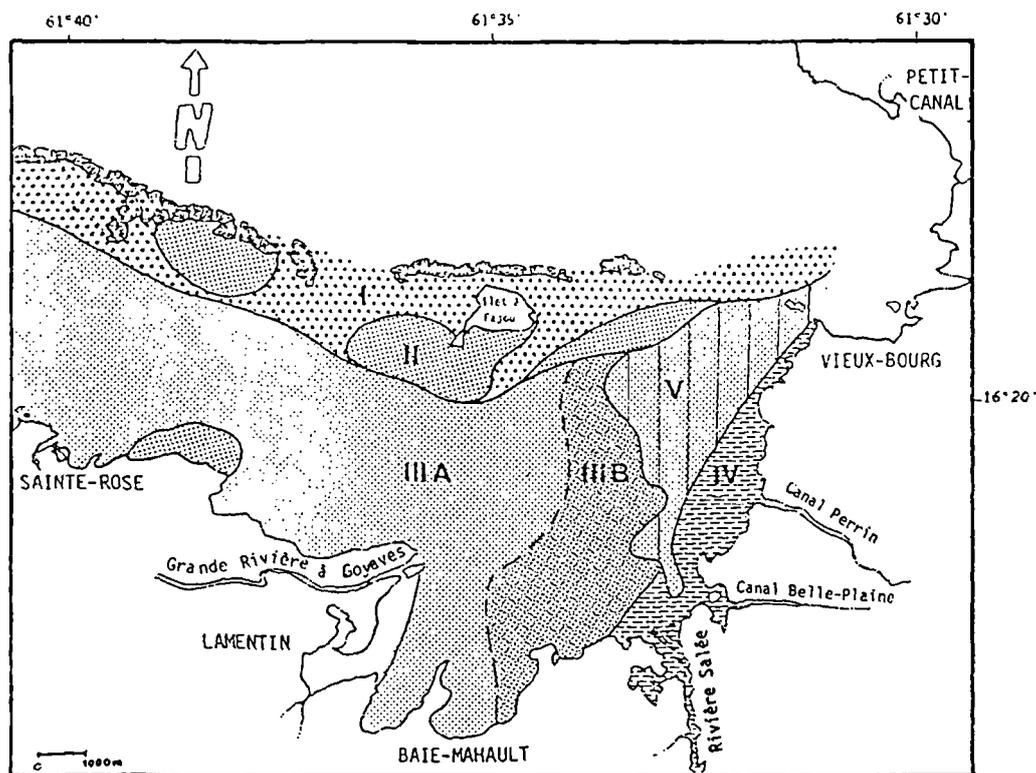


Fig. 16. — Les associations microfauniques du Grand cul-de-sac marin (Foraminifères benthiques).

Fig. 16. — Benthic microfaunal associations in Grand cul-de-sac marin.

A) ENSEMBLE I.

Il est dominé par la famille des *Miliolidae* qui représente de 50 à 68 % de la microfaune, une autre famille étant présente en moyenne à 25 %. Ce premier ensemble se rencontre surtout dans des sables bioclastiques grossiers à moyens contenant des débris coquilliers et des fragments d'*Halimeda*. Les prélèvements contenant cet ensemble sont dispersés sur la marge interne du récif-barrière.

B) ENSEMBLE II.

Ce deuxième ensemble est dominé par la famille des *Soritidae* dans une proportion variant de 50 à 75 %, une autre famille pouvant être présente à 35 %. Il est particulièrement bien représenté dans des sédiments sableux moyens et grossiers, riches en débris coquilliers, et fragments d'*Halimeda*. Il est également lié à l'environnement récifal du Nord du lagon ; son aire de répartition est plus discontinue que celle de l'ensemble précédent.

C) ENSEMBLE III.

Cet ensemble très particulier est dominé par la famille des *Elphidiidae* avec deux espèces très bien représentées : *Elphidium articulatum* d'Orb., *Elphidium poyeanum* d'Orb. En se basant sur le pourcentage de la famille, on peut le diviser en deux sous-ensembles :

a) Sous-ensemble (IIIA) où les *Elphidiidae* représentent au moins 85 % de la microfaune totale. Il se rencontre dans les boues silteuses de la partie centrale et est pratiquement monogénérique, constitué par des *Elphidium*.

b) Sous-ensemble (IIIB) où les *Elphidiidae* représentent entre 52 % et 72 % de la microfaune totale. Dans ce sous-ensemble, il y a en général deux autres familles, dont celle des *Miliolidae* qui peut atteindre 20 % et celle des *Ammonia*. Il est lié aussi essentiellement aux boues silteuses et l'aire de répartition est allongée Nord-Sud, jouxtant le sous-ensemble A.

L'ensemble III représente 35 % des échantillons étudiés. Il faut aussi en signaler une originalité importante : au sein de cet ensemble, dans le chenal réunissant la Passe à Colas, la Rivière Salée et un tributaire venant du canal Belle-Plaine, nous avons noté les seules formes pélagiques du lagon, mélangées à quelques espèces arénacées assez typiques des mangroves de la région (*Reophax nana* Rhumbler, *Reophax scopiurus* Montfort, *Ammobaculites dilatatus* Cush. et Bronnimann).

D) ENSEMBLE IV.

Dans cet ensemble, ce n'est plus une famille ou un genre qui domine mais une espèce : *Amphistegina lessonii* d'Orb. Il caractérise la bordure orientale du

lagon, très influencée par la mangrove (eaux de drainage et apports solides).

E) ENSEMBLE V.

Cet ensemble est mixte et ne contient jamais plus de 30 % de l'une des familles ou espèces signalées dans les ensembles précédents. Il s'agit en quelque sorte de la microfaune "moyenne" du Grand cul-de-sac marin. Il est localisé sur une zone de faible profondeur située au Nord-Est du lagon et où les sédiments sableux gris sont colonisés par les herbiers.

F) CONCLUSION.

En résumé, la carte de la fig. 16 montre la liaison étroite entre l'environnement récifal et les ensembles I et II. De même, la localisation de l'ensemble IV sur la bordure orientale reflète les liens de cet ensemble avec la mangrove.

En dépit de leurs caractéristiques propres, les ensembles III B et V, respectivement liés aux vases profondes et aux sables ou sables vaseux de faible profondeur montrent une même disposition spatiale ; ils sont allongés parallèlement à la marge orientale du lagon (comme l'ensemble IV) dans une direction Nord-Est - Sud-Ouest. Cette disposition traduit selon nous une double influence :

1° *Influence marine*. L'allongement Nord-Est - Sud-Ouest pourrait refléter une dispersion par action du système de houle n° 3 sur le fond. Les ensembles III B et V seraient directement concernés tandis que l'ensemble IV subirait essentiellement l'action de dérive secondaire engendrée par le système de houle en cause. Notons que les langues "d'eau salée" apportées par la dérive littorale et les courants de masse dus à la houle pourraient intervenir dans la qualité du milieu et la distribution des associations microfauniques entre l'ilet Macou et la Rivière Salée.

2° *Influence continentale*. Les bandes successives correspondraient à un gradient décroissant des apports continentaux, depuis la Grande-Terre (sous forme de substances dissoutes ou d'éléments solides en majorité organiques). Le flux continental serait conditionné par la marée et aussi les vents d'Est agissant directement ou indirectement.

— La marée agit directement dans la mesure où son amplitude conditionne une submersion (et donc un lessivage) plus ou moins importante de la mangrove. Elle agit indirectement par l'intermédiaire des courants de flot et de jusant qu'elle engendre dans les canaux et les chenaux d'accès, permettant ainsi l'évacuation des produits de lessivage vers le lagon.

— Les vents d'Est agissent directement sur le flux continental en maintenant en quasi permanence des courants de surface dans les chenaux (Assor et Julius, 1983). Leur action indirecte réside surtout dans le fait que, par le clapot et les courants de surface qu'ils

déterminent (au-delà de la "zone d'ombre" du domaine insulaire), ils entraînent un blocage des apports de l'arrière-pays basse-terrien, en particulier ceux venant de la Grande Rivière-à-Goyaves.

VI. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Qu'il s'agisse de la courantologie ou des paramètres hydrochimiques, l'hydrologie du Grand cul-de-sac marin est fort complexe du fait des nombreux facteurs en cause. Les incidences de cette hydrologie sont nettement marquées tant sur la sédimentation que sur les associations microfauniques.

L'élément essentiel de la dynamique des eaux est un diverticule du courant nord équatorial passant au Nord de la Guadeloupe. Interviennent ensuite les vents dominants et la marée, et enfin les caractéristiques physiographiques locales.

Seule la partie septentrionale du lagon est le siège d'une dynamique d'énergie moyenne à forte, développée par la houle et les courants de masse dans l'environnement récifal. Sur la marge interne du récif, la convergence entre la direction des vents et la bathymétrie influence fortement le déplacement des masses d'eau.

La partie méridionale est par contre le siège d'une dynamique de faible niveau en période normale; l'énergie des vagues et des courants est progressivement réduite du fait du relèvement du fond du Nord au Sud et aussi du fait de la sinuosité de la ligne de rivage. Le confinement qui en résulte se traduit par une diminution de la teneur en oxygène, une concentration élevée des suspensions dans certaines zones enclavées et la présence de nappes "d'eau chaude" en face des exutoires des cours d'eau. Le rôle du vent dans la dynamique des eaux est mis en évidence, dans cette partie du lagon, par le blocage des eaux continentales qui, à leur sortie de l'embouchure de la Grande Rivière-à-Goyaves, sont refoulées vers le Sud-Ouest ou le Nord-Ouest par les dérives secondaires et le clapot. Cela réduit considérablement le domaine d'influence des apports continentaux en provenance de la Basse-Terre.

Le confinement de la partie méridionale est atténué par les effets hydrodynamiques induits par la bathymétrie. Ainsi, la présence de nappes "d'eau froide" ou "d'eau salée" en face de certains chenaux com-

niquant avec la passe à Colas peut s'expliquer par la pénétration d'eau du large circulant en profondeur dans ces chenaux et arrivant dans la zone côtière à la faveur de conditions courantologiques particulières et épisodiques.

L'empreinte de la zonation dynamique du Grand cul-de-sac marin se retrouve aussi dans l'individualisation des trois principaux faciès sédimentaires, disposés en bandes parallèles à la barrière récifale :

— au Nord, des sables bioclastiques grossiers à moyens ;

— à l'Est et au Sud, des dépôts vaseux dans les zones marginales avec, par endroits, présence d'éléments figurés spécifiques (débris végétaux) et surtout des teneurs en carbonates faibles ;

— entre les deux faciès précédents, des boues de transition, dont la richesse en carbonates témoigne de l'influence prépondérante du domaine récifal situé au Nord.

L'extension limitée des faciès terrigènes est l'un des traits fondamentaux de la sédimentation du lagon.

Les paramètres physico-chimiques et les données sédimentologiques montrent donc essentiellement une décroissance Nord-Sud du niveau d'énergie, à partir de la barrière récifale. L'évolution de la teneur en carbonates et de la médiane des sédiments fins est très significative de cette répartition de l'énergie. L'organisation de l'environnement lagunaire en fonction de cette décroissance du niveau d'énergie (N-S), porte la marque d'un gradient d'influence marine.

Il n'en est pas de même pour la distribution des minéraux argileux et des associations microfauniques. La carte des teneurs en kaolinite montre une répartition guidée avant tout par la localisation des sources d'apport. Quant aux associations de foraminifères benthiques, leur distribution semble résulter d'une part d'un gradient d'influence marine orienté Nord-Est-Sud-Ouest, d'autre part et surtout d'un gradient d'influence insulaire Est-Ouest. Ce dernier est fortement conditionné par l'action du vent qui introduit en outre une dissymétrie en faveur du domaine continental de la Grande-Terre.

Le rôle important joué par les chenaux, donc la profondeur, est attesté par la présence de Foraminifères pélagiques (mélangés à des espèces représentatives de l'environnement de la mangrove), uniquement dans l'un des tributaires de la passe à Colas.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ADEY W.H., BURKE R. (1976). — Holocene bioalgal ridges and bank barrier reefs of the Eastern Caribbean. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, p. 95-109.
- 2) ASSOR R. (1977). — Profils et sondages dans la Rivière Salée (Guadeloupe). *Rapport, Port Autonome de Pointe-à-Pitre*.
- 3) ASSOR R. (1980). — Sédimentologie et courantologie de la zone du Grand cul-de-sac marin entre îlet Blanc, îlet à Caret et Sainte-Rose (Guadeloupe). *Rapport CARIMAT*. Juillet 1980.
- 4) ASSOR R. (1983). — Schéma général de circulation des masses d'eau dans le secteur environnant la décharge de Grand-Camp (Abymes Guadeloupe). *Rapport D.R.A.E.* Décembre 1983.
- 5) ASSOR R., CARBONEL P., CASTAING P., JULIUS Ch., PONS J.C., PUJOS M., SAUBADE A.M., SEVERAC J., WEBER O. (1983). — Le Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe) : un exemple de contrôle hydrologique des milieux en domaine lagunaire. *10^e Conférence Géol. des Caraïbes*, Cartagena de Indias, Colombie.
- 6) ASSOR R., JULIUS Ch. (1983). — Caractéristiques sédimentologiques et micropaléontologiques de la lagune de Belle-Plaine (Mangrove de Guadeloupe). *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t. XXV, n° 5, p. 817-830.
- 7) ASSOR R. (1983). — Rapport final de l'Action Concertée D.G.R.S.T. Mangrove de Guadeloupe. III D2. Dynamique des eaux lagunaires (Décembre 1983). 12 p., 6 fig.
- 8) ASSOR R., JULIUS Ch., PONS J.C., PUJOS M. (1983). — Sédiments récents du plateau insulaire guadeloupéen : nature et filiation avec le domaine émergé. *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t. XXV, n° 5, p. 831-836.
- 9) ASSOR R. (1985). — Etude d'impact de la nouvelle route reliant l'échangeur de Jarry au carrefour de Grand-Camp. *Rapport GREGSAT-D.D.E.*, 44 p., 5 fig., 4 tabl., 3 pl. Juillet 1985.
- 10) ASSOR R. (1986). — Dynamique du milieu et qualité des eaux dans la baie de Pointe-à-Pitre. Incidences sur la rivière Salée et le Grand cul-de-sac marin. Guadeloupe F.W.I. *XX^e Congrès International des Médecins de Langue Française de l'Hémisphère Américain*. Pointe-à-Pitre, 15-19 Avril 1986. Section : Santé Publique et Médecine Communautaire.
- 11) ASSOR R. (1987). — La lagune de la Manche-à-Eau (Mangrove de Guadeloupe). Implications sédimentologiques de l'action de la marée et du vent. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 1987, n° 42, p. 53-66, 16 fig.
- 12) BONNIN O., JAI P.P. (1982). — Reconnaissances bathymétriques dans le Grand cul-de-sac marin de la Guadeloupe. *Revue Technique du Service des Phares et Balises*, n° 54, p. 20-23.
- 13) CABAUSSEL G. (1982). — Atlas de la Guadeloupe. *Ch. Climatologie*.
- 14) CASTAING P., WEBER O., ASSOR R. (1984). — Etude courantologique du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe) en début de saison sèche. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 1984, n° 35, p. 123-134, 11 fig.
- 15) CASTAING P., ASSOR R., SEVERAC J., WEBER O. (1985). — Qualité des eaux et des sédiments dans la Baie de Pointe-à-Pitre (Guadeloupe). *Action Concertée CORDET n° A 75*. I.G.B.A. GREGSAT. 113 p., 23 fig., 29 pl., tableaux et planches annexes. Janvier 1985.
- 16) CASTAING P., ASSOR R., JOUANNEAU J.M., WEBER O. (1986). — Heavy Metal origin and concentration in the sediments of the Pointe-à-Pitre Bay (Guadeloupe - Lesser Antilles). *Environ. Geol. Water Sci.*, vol. 8, n° 4, p. 175-184.
- 17) Defense Mapping Agency (1955). — Atlas of Pilot charts, Central American Waters and South Atlantic Ocean. Publ. n° 106, 16 p.
- 18) DUNCAN C.P., SCHLADOW S.G. et WILLIAMS W.G. (1982). — Courants de surface à proximité des Grandes et Petites Antilles. *Revue Hydrographique internationale*. Monaco, LIX (2), p. 73-85.
- 19) GUILCHER A., MAREC A. (1978). — Le Récif-barrière, le lagon du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe, Antilles Françaises). Géomorphologie et sédiments. *Oceanologica Acta*, 1978, vol. 4, n° 4, p. 435-444.
- 20) MOYES J., DUPRAT J., FAUGERE S., GONTHIER E., PUJOL C. (1978). — Etude stratigraphique et sédimentologique. ORGON IV, C.E.P.M. - C.N.E.X.O. C.N.R.S.
- 21) NICHOLS M., OLSEN D., FRANKS R., THOMPSON G. (1979). — Impact of storm flooding in the mangrove lagoon. *Isl. Res. Found. Tech. Rep.*, 4, 45 p.
- 22) POMEROY L.R. SMITH E.E., GRANT C.M. (1965). — The exchange of phosphate between estuarine waters and sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 10 (2), p. 167-172.
- 23) WALSH G.E. (1967). — An ecological study of an hawaiian mangrove swamp. In *Estuaries*. Lauff G.H. (ed.). A.A.A.S., Washington D.C.
- 24) WESTERCAMP D., TAZIEFF H. (1980). — *Guides régionaux*. Masson ed., 135 p., 71 fig.

* * *

Étude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais)

Sedimentary movements in the Wissant area (straits of Dover)

par J.P. AUFFRET (*), C. AUGRIS (**), P. CLABAUT (***) et F. LABET (*)

(Planche IV)

Résumé. — La mise en œuvre du sonar à balayage latéral, couplé à un sondeur bathymétrique, permet de reconnaître différents types de structures sédimentaires au large de Wissant : rubans sableux, marques d'obstacle, mégarides, vagues de sable, banc de Wissant. Les directions des structures sédimentaires, conformes à celles des courants de marée, indiquent un transit vers le NE au large du Banc de Wissant et vers l'E sur le banc.

L'analyse sédimentologique des échantillons prélevés à la benne sur ces structures complète l'étude cartographique et met en évidence la répartition des sédiments en domaines parallèles à la côte.

Abstract. — Using side-scan sonar and bathymetric sounding, different types of sedimentary structures have been recognized: sand ribbons, obstacle marks, megaripples, sandwaves, Wissant bank.

The direction of the sedimentary structures, similar to those of tidal currents, shows that the resulting sand movement is directed to the NE of the bank and to the E on the bank itself.

Lithologic and grain-size analyses help to clarify the distribution of the sediments, organized in areas parallel to the coast.

INTRODUCTION

Dans le cadre de la convention de coopération 1984-1988 entre l'IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais, une cartographie des sédiments superficiels du large de la Baie de Wissant a été entreprise à l'aide du sonar à balayage latéral. Les apports de cette étude à la connaissance de la dynamique sédimentaire de la zone sont l'objet du présent document.

I. — PRESENTATION GENERALE DU SITE

La Baie de Wissant est un large golfe ouvert au Nord-Ouest vers le détroit du Pas-de-Calais entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez, distants de 5,5 km. Ils

encadrent par leurs falaises vives élevées la côte basse du fond de baie occupée par l'étroit marais maritime holocène de Wissant dont la largeur, en incluant la barrière littorale dunaire, ne dépasse pas 500 mètres (1).

Les caps sont de hautes falaises de grès portlandiens au Gris-Nez et de craie cénomano-turonienne au Blanc-Nez. Le fond de baie est établi sur les séries tendres de lithologie argilo-sableuse du Purbeckien, du Wealdien et de l'Apto-Albien. La tectonique a également contribué à induire cette morphologie de baie : au Gris-Nez passe la faille Lille-Dungeness, accident majeur de la bordure nord du horst de l'Artois et au large du Blanc-Nez, se trouve un anticlinal sous-marin d'axe E-W (3).

(*) Université de Caen, Laboratoire de Géologie marine, 14032 Caen Cedex.

(**) IFREMER Centre de Brest, Département Géosciences marines, B.P. 70, 29263 Plouzané.

(***) Université de Lille I, Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale UA 719 C.N.R.S., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Note présentée le 3 Juin 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Mars 1988.

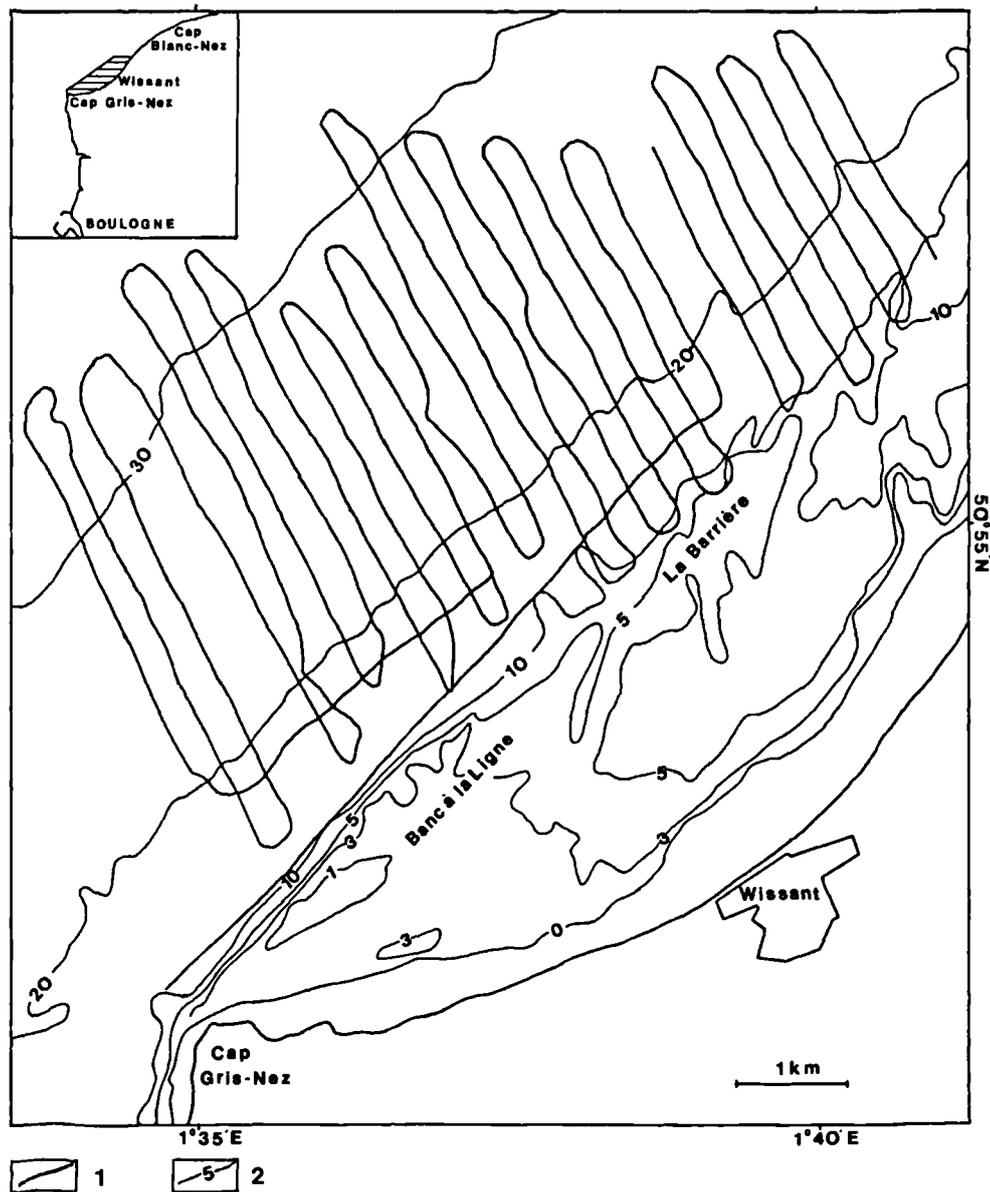


Fig. 1. — Morphologie de la Baie de Wissant et localisation des profils de sonar latéral.
1 : Isobathes, en mètres, d'après la carte S.H.O.M. n° 6682. Edition 1986. — 2 : Profils de sonar latéral.

Fig. 1. — Morphology of the Baie de Wissant and location of the side-scan sonar profiles.
1 : Isobaths, in meters, after marine map n° 6682. Edition 1986. — 2 : Side-scan sonar profiles.

Le marais maritime de Tardinghen est comblé par une série sédimentaire holocène dont la séquence stratigraphique étudiée en sondages montre la succession des assises de Calais et Dunkerque, classique en Flandres, sur une épaisseur atteignant une dizaine de mètres (1).

Le prisme sédimentaire holocène émergé se prolonge dans le domaine sous-marin par un banc de sable complexe que nous nommerons Banc de Wissant ; il se compose de deux sous-unités : le Banc à la ligne et la Barrière (fig. 1). Ce banc est une barre sableuse de plate-forme développée ici en drapeau accroché au promontoire du cap Gris-Nez.

Dans le reste de la baie, au large du banc de Wissant, les observations par sismique haute définition, sonar latéral et prélèvements superficiels montrent que la couverture meuble, gravelo-caillouteuse, est de très faible épaisseur, et laisse affleurer le substrat mésozoïque sur de larges surfaces (fig. 2).

II. — LE MILIEU LIQUIDE

Les courants de marée de régime alternatif semi-diurne subissent dans le Pas-de-Calais une accélération provoquée par le rétrécissement de la section du détroit entre Gris-Nez et Dungeness. Ils atteignent ainsi une vitesse de 1,5 m/s en surface, qui est de l'ordre de grandeur permettant l'entraînement des particules jusqu'à la taille des petits graviers. Le courant de flot, portant vers la Mer du Nord, est globalement dominant sur le courant de jusant, car il est observé un flux résiduel de marée vers la Mer du Nord, renforcé par l'action des vents dominants du secteur SW. Ce flux, calculé par différents auteurs grâce aux mesures effectuées sur un câble téléphonique Douvres-Sangatte, serait de l'ordre de 15.000 m³/s (4).

En baie de Wissant, le courant de flot et la divergence côtière à l'aval du Gris-Nez créent un tourbillon à sens horaire de rotation, qui joue probablement un rôle déterminant dans la dynamique sédimentaire (5).

III. — APPORTS DU SONAR A BALAYAGE LATÉRAL A LA CARTOGRAPHIE DES FONDS SOUS-MARINS

1) Nature de l'information fournie par les sonogrammes.

Les différents types de fond sont caractérisés par leur signature acoustique ou faciès. Ce faciès est fonction principalement de la rugosité du fond. Le sonar permet de distinguer les contrastes entre des sédiments différents, et donc de préciser les limites de leur répartition sur le fond. Par contre, la nature

exacte des sédiments ne peut être déduite de l'examen des sonogrammes. Il est nécessaire pour cela d'acquérir des informations complémentaires par prélèvements ou par observations directes (photographie et télévision sous-marine). Le sonar ne fournit donc pas des caractéristiques précises concernant la nature ou la granulométrie des sédiments mais il permet une observation fine et continue de l'évolution globale de sa composition.

Le sonar, par conditions météorologiques favorables, a permis l'acquisition de données avec une vitesse de traction de 6 nœuds. Il est ainsi possible d'explorer en continu une surface de 3 km² par heure, les profils étant distants de 300 m.

Les cartographies, établies par l'analyse d'un échantillonnage sédimentaire nécessairement ponctuel et discontinu, reposent sur une démarche de recherche, lors de la synthèse de l'information, d'affinités entre les différents paramètres révélés par l'échantillonnage pour définir une zonation des dépôts. A l'inverse, l'enregistrement continu du sonar latéral permet d'observer les contrastes ou l'homogénéité de la répartition des sédiments. Le degré d'hétérogénéité du fond est aisément perceptible. Cette démarche a permis d'observer la large plate-forme d'affleurement du bed-rock à recouvrement sédimentaire discontinu et très faible, constituant les fonds du large de la baie de Wissant.

La nature des contacts entre les différents faciès sédimentaires d'une part, et entre les substrats rocheux et le sédiment d'autre part, est également révélée. Ainsi, les traînées, les rubans de sable ou les vagues de sable peuvent apparaître indifféremment sur divers substrats plus grossiers : roche, cailloutis, graviers, sédiments hétérogènes gravelo-sableux (fig. 2). La présence de ces structures sédimentaires est donc déterminée par la nature et le volume des apports, et par les agents hydrodynamiques.

2) Les structures sédimentaires : formes de transit et d'accumulation sédimentaire.

Les structures sédimentaires acquises par les sédiments au cours de leurs déplacements et de leur accumulation ont fait l'objet de nombreuses observations en nature et au laboratoire pour connaître les processus physiques qui régissent leur formation (6). Trois paramètres principaux interviennent lors de l'apparition de ces structures :

- la granularité des particules sédimentaires,
- le stock de matériau disponible et mobilisable,
- la vitesse des courants de marée ainsi que leur composante résiduelle et l'énergie de la houle.

L'identification de ces structures apporte donc des informations sur la dynamique sédimentaire de la baie de Wissant.

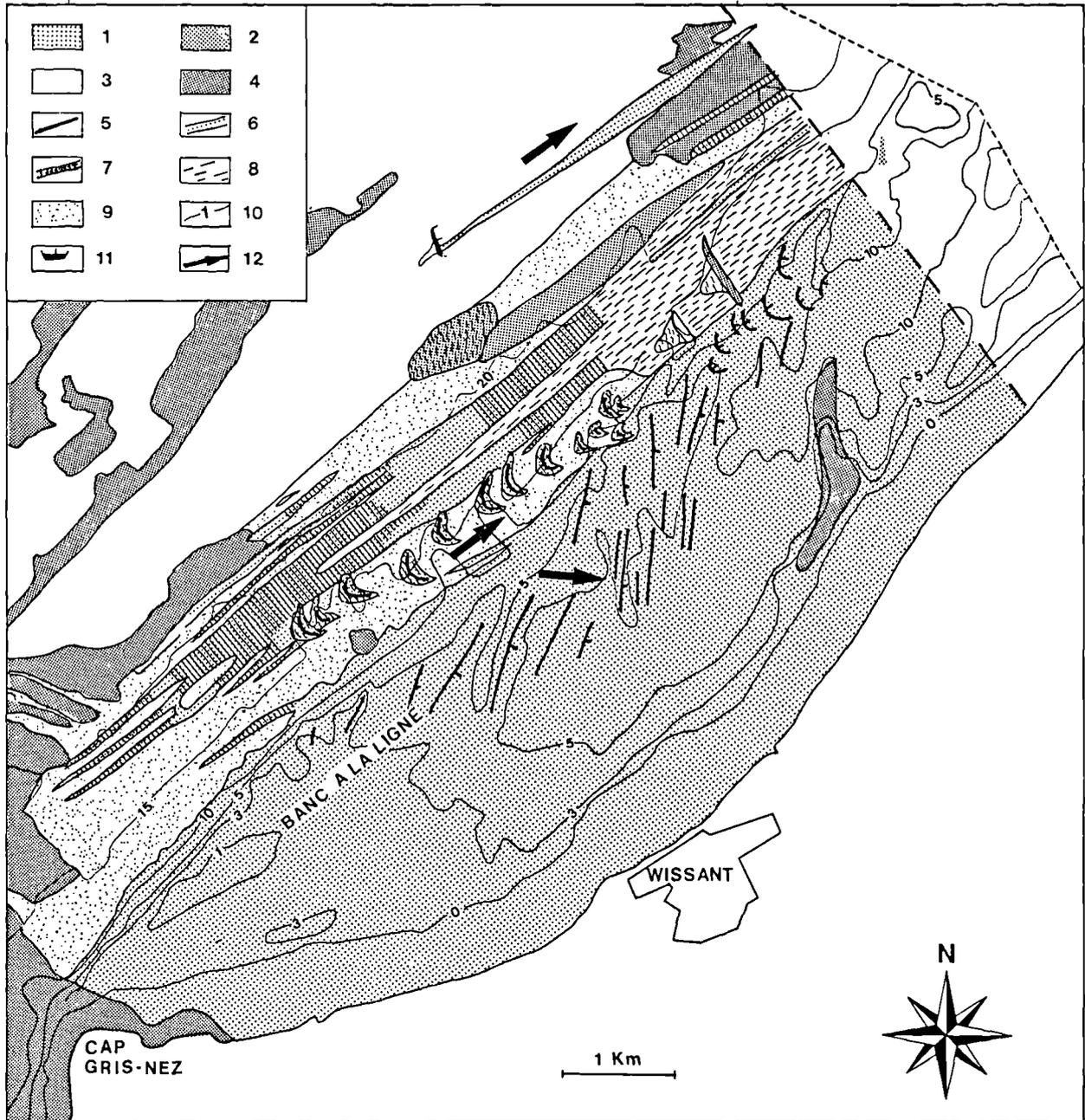


Fig. 2. — Carte des formations superficielles au large de Wissant.

1, Sable. — 2, Sédiment sablo-graveleux. — 3, Cailloutis. 4, Roche. — 5, Crête de vague de sable. — 6, Ruban sableux. — 7, Ruban sableux avec mégarides. — 8, Sillons graveleux. — 9, Voiles sableux sur substrat graveleux. — 10, Isobathes (en mètres). — 11, Epave. — 12, Sens du transit sédimentaire résultant.

Fig. 2. — Superficial formations map of Wissant.

1, Sand. — 2, Sand and gravel. — 3, Pebble. — 4, Bedrock. — 5, Crest of sandwave. — 6, Sand ribbon. — 7, Megarippled sand ribbon. — 8, Furrows. — 9, Sand streamers. — 10, Isobaths. — 11, Wreck. — 12, Direction of net sand transport.

A) FORMES DE TRANSIT.

Les structures sédimentaires observées en baie de Wissant peuvent être classées en deux grandes familles : les objets transversaux, et les objets parallèles au sens du transit.

a) Les structures sédimentaires longitudinales.

Ce sont soit des formes peu épaisses et très longues constituées d'un sédiment fin reposant sur un fond plus grossier (traînée, rubans, voiles sableux), soit des figures d'érosion ou de non-dépôt d'une couverture sédimentaire fine (claire sur l'enregistrement) qui mettent à nu un substrat plus grossier et sombre.

Les traînées de sable (sand streamers) sont des structures étroites (de largeur variable pour une même traînée), très longues (500 m), et de très faible épaisseur (8), à bords diffus et terminaison effilée. Leur surface est généralement dépourvue de mégarides. Dans la zone d'étude, ces traînées sableuses sont surtout reconnues de part et d'autre de l'ensemble de rubans sableux précité.

Les rubans de sable (sand ribbons) sont des structures longitudinales de taille plus importante que les traînées (Pl. IV, fig. 1). Ils ont une largeur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres pour une longueur pluri-kilométrique. Leur épaisseur est suffisante pour masquer complètement le substrat. Les particules sont transportées depuis les zones latérales à forte rugosité vers le ruban (7). Entre le pied du Banc à la Ligne et les fonds caillouteux du large, ces rubans sableux sont abondants à une profondeur de 15-20 m. Etroits et bien individualisés vers le cap Gris-Nez, ils se regroupent vers le NE en deux rubans de 200 à 300 m de largeur (fig. 2).

Les queues de comètes sont elles aussi des structures longitudinales érosives. Lorsqu'un voile sableux peu épais (sand sheet) recouvre des sédiments grossiers, il se forme des queues de comètes à l'aval des roches ou des blocs, qui percent la couverture sédimentaire. Elles ont l'aspect de triangles ou de sillons sombres allongés à l'arrière des obstacles. Entre les deux principaux rubans sableux du pied de Banc à la Ligne, ces marques d'obstacle sont nombreuses. Au large, à une profondeur de 25 m, une autre marque d'obstacle a été reconnue : il s'agit d'un panache sableux de 2.500 m de largeur, édifié en arrière d'une épave. Ces marques d'obstacle indiquent la direction et le sens des courants qui les génèrent.

b) Les structures sédimentaires transverses.

Elles affectent principalement les sables et peuvent être classées en trois grandes catégories :

1° Les rides (ripples) ont une hauteur inférieure à 5 cm et une longueur d'onde inférieure à 0,5 m. Elles ont été observées par vidéo et photographie sous-marine dans l'ensemble des domaines sableux. Leur

asymétrie change en cours de marée en fonction du moment de l'observation dans le cycle de marée.

2° Les mégarides (megaripples) ont une hauteur inférieure à 1 m et une longueur d'onde inférieure à 20 m. Elles sont fréquentes sur les rubans sableux et les vagues de sable du pied du Banc de Wissant (fig. 2 et Pl. IV, fig. 1).

3° Les vagues de sable ou ridens (sand waves) ont une hauteur supérieure à 1 m (Pl. IV, fig. 2). Une succession de vagues de sable de 2 à 5 m de hauteur a été reconnue sur la barrière (5, 14). Leur crête est orientée S-N. Des vagues de sable isolées, en forme de barkhanes, sont liées à la bordure sud-orientale du complexe de rubans (fig. 2). Ces structures, d'une hauteur maximale de 8 m, sont nettement asymétriques vers le NE (5).

Ces structures transversales sont généralement dissymétriques, le flanc en pente forte est tourné dans le sens du transport instantané pour les rides et parfois les mégarides ; et dans le sens du transport résultant pour les mégarides dans le cas général et pour les ridens (10). Les rides sont des structures de dimension inférieure à la résolution du sonar à balayage latéral.

La crête de ces formes transversales est rectiligne, sigmoïde, lingoïde, ou en croissant. Les grosses mégarides et les ridens sont souvent des formes tridimensionnelles (11). Ces différents types de structures sont fréquemment associés et superposés. Les directions de crête des petites formes superficielles sont en général différentes de la direction de crête de la structure majeure qui les porte, d'un angle de 10 à 30° (12, 13).

L'interprétation des transits sédimentaires exprimés par ces structures est fondée sur l'allongement des structures longitudinales, qui reflète la direction des transits qui les façonnent. De même, la dissymétrie des formes transversales majeures est l'expression d'un transport résultant perpendiculaire à la crête même si, globalement, les structures secondaires sont obliques sur la forme principale.

Ainsi, les rubans sableux indiquent une direction SW-NE du transit sédimentaire au pied du Banc à la Ligne, alors que les vagues de sable isolées indiquent, par leur flanc abrupt orienté vers le NE, le sens de ce transit. Cette orientation est confirmée, au large, par le panache sableux édifié au NE de l'épave.

B) FORMES D'ACCUMULATION.

En baie de Wissant, la principale construction sédimentaire sous-marine est le Banc à la Ligne, qui culmine à une profondeur proche du zéro hydrographique et constitue donc un danger pour la navigation. Son étude au sonar a été limitée au pied de son versant externe. Celui-ci est très raide (pentes atteignant 6,5 %), composé de sédiments hétérogènes graveleux et appauvri en figures sédimentaires de surface en s'approchant du cap Gris-Nez. Par contre, lorsque l'on s'éloigne

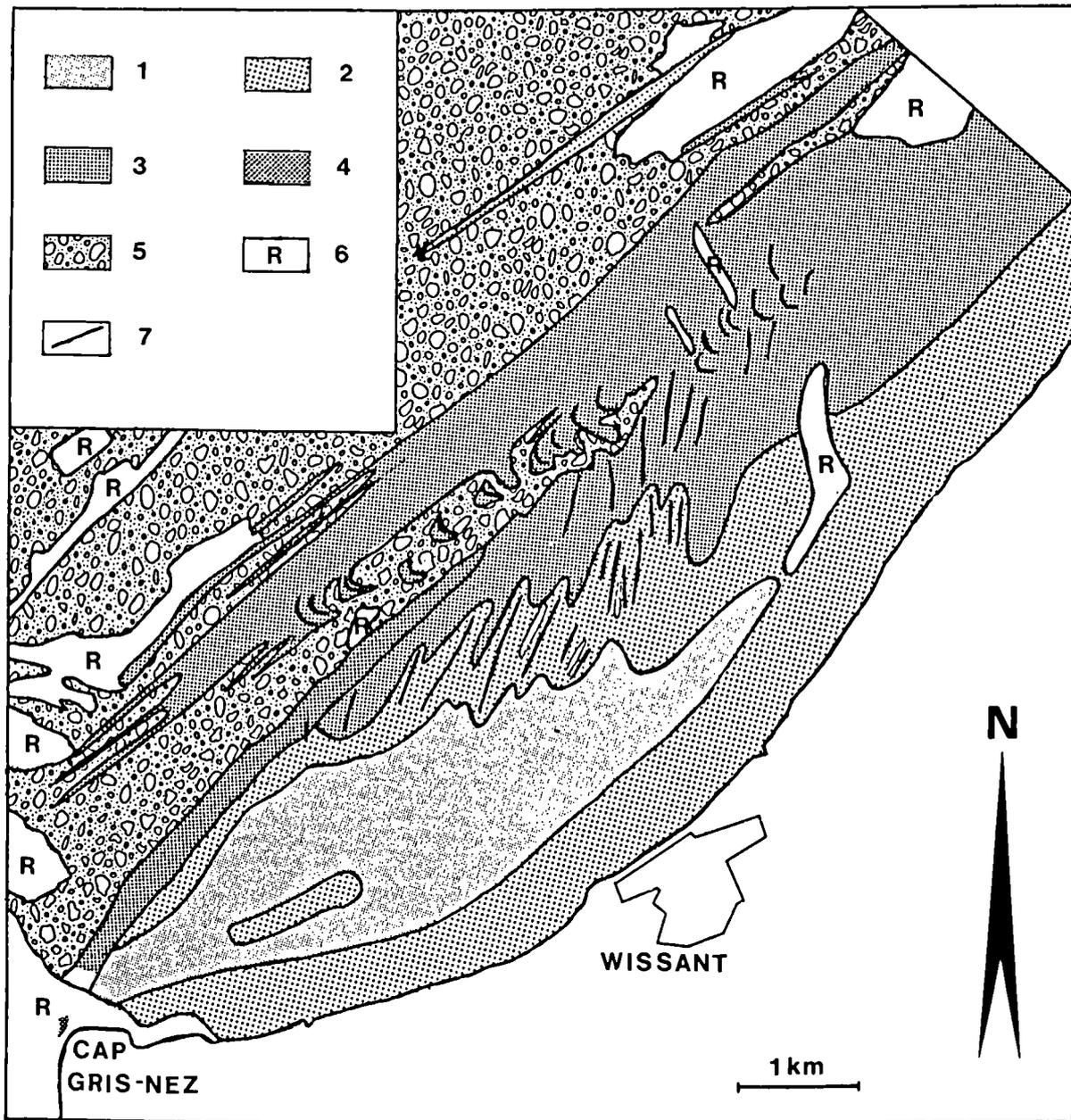


Fig. 3. — Répartition des sédiments en Baie de Wissant.

1. Sables fins 160-200 μm . — 2, Sables moyens 200-315 μm . — 3, Sables moyens 315-500 μm . — 4, Sables grossiers 500 μm -2 mm. — 5, Gravier et cailloutis. — 6, Roche. — 7, Crêtes de vagues de sable.

Fig. 3. — Distribution of sediments in the Baie de Wissant.

1, Fine sands 160-200 μm . — 2, Medium sands 200-315 μm . — 3, Medium sands 315-500 μm . — 4, Coarse sands 500 μm -2 mm. — 5, Gravels and pebbles. — 6, Bedrock. — 7, Crests of sandwaves,

vers le NE, la pente du versant diminue : elle est de 1 % devant Wissant. Dans cette zone, le sommet du banc porte des ridins de petite taille (2 m de hauteur), orientés non plus perpendiculairement à la côte, mais obliquement à celle-ci selon une direction S-N (14). De Wissant au cap Blanc-Nez, la Barrière porte de nombreux ridins, asymétriques vers l'ENE.

Au pied du Banc à la Ligne, la seule structure d'accumulation est l'ensemble des rubans et vagues de sable. Au large, les cailloutis sont dépourvus de toute couverture sableuse.

IV. — NATURE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS

Outre les sédiments grossiers (cailloutis et graviers), localisés essentiellement au large du banc de Wissant, quatre types de sables ont été différenciés en fonction de la taille de la fraction granulométrique dominante, des principaux indices (grain moyen, médiane, indice de classement S_o de Trask) et de la teneur en calcaire (fig. 3) :

1° Les sables fins, gris, contenant plus de 50 % de grains de taille inférieure à 200 μm , marqués par un très bon classement ($S_o = 1,10$ à 1,15) et une faible teneur en calcaire (9-12 %). Ils sont localisés sur le flanc interne du sommet du Banc à la Ligne.

2° Les sables moyens, beiges, contenant plus de 50 % de grains de taille comprise entre 200 et 315 μm , très bien à moyennement classés ($S_o = 1,12$ à 1,38) et à teneur en calcaire peu importante (10-18 %). Ils occupent l'estran de Wissant, et une large partie du sommet du banc.

3° Les sables moyens, contenant plus de 50 % de grains de taille comprise entre 315 et 500 μm , bien à moyennement classés ($S_o = 1,10$ à 1,26) et plus riches en calcaire (15-50 %). Ils composent une partie de la Barrière et l'ensemble de la zone des rubans et vagues de sable de pied de banc.

4° Les sables grossiers, contenant plus de 50 % de grains de taille comprise entre 500 μm et 2 mm, moyennement classés. Ces sables sont lithoclastiques, leur teneur en carbonates varie de 10 à plus de 80 %. Ils occupent uniquement une partie du flanc externe du Banc à la Ligne.

V. — DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN BAIE DE WISSANT

Les directions et sens de transit observés sur les sonogrammes étudiés ont été reportés sur la fig. 2. La cohérence des directions montrées par les différents types de structures, et leur bonne corrélation avec les directions déduites de l'étude des dépôts, montrent l'intérêt d'appliquer les données du sonar latéral à des objectifs qualitatifs de dynamique sédimentaire.

Les rubans sableux, qui sont les structures les plus lointaines vers le large, apparaissent sur les fonds grossiers et leurs directions suggèrent un transit vers le NE conforme au courant dominant. Les mégarides et les ridens indiquent un transit vers l'E sur le banc de Wissant. Dans ce domaine à régime macrotidal à haute énergie, la disposition des atterrissages sédimentaires de la Baie de Wissant est due à l'amortissement des courants de flot dans la baie, située immédiatement à l'aval de l'accélération provoquée par le rétrécissement du détroit du Pas-de-Calais (5). Les relations hydrosédimentaires entre l'évolution du domaine marin et du littoral sont mieux connues grâce à l'étude des évolutions historiques (5, 14, 15).

VI. — CONCLUSION

La cartographie sous-marine par l'analyse des images du sonar à balayage latéral est une méthode permettant une approche qualitative détaillée des transits sédimentaires sur le fond. Les techniques complémentaires utilisées (sonar latéral, sondage bathymétrique et prélèvement à la benne) nous ont permis de définir la répartition des sédiments et de mettre en évidence un déplacement de ces sédiments vers le NE au pied du banc de Wissant et vers l'E sur le banc lui-même. Il s'agit maintenant de rechercher une relation entre les structures sédimentaires, leurs enchaînements et la quantification des transits sédimentaires. Pour définir l'ordre de grandeur des transports liés aux structures sédimentaires observées, il serait nécessaire d'acquérir parallèlement, par des mesures *in situ* sur le fond, les paramètres hydrosédimentaires du site. Ceux-ci se composent non seulement des forces hydrodynamiques mais également de la mobilité sédimentaire contrôlée par traceur.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) MORTIER R., BOELS M. (1980). — The morphological evolution of the littoral region in Wissant (N. France) during the Holocene. *Bull. Ass. Franç. Et. Quat.*, 1-2, p. 41-45.
- 2) AUFFRET J.P., COLBEAUX J.P. (1977). — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19, p. 1047-1055.
- 3) DESTOMBES J.P. et DESTOMBES P. (1963). — L'anticlinal des Quénocs au Cap Blanc-Nez. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 47-56.
- 4) PRANDLE D. (1978). — Residual flows and elevations in the Southern North Sea. *Proc. R. Soc. London*, 359 A, p. 189-228.
- 5) CLABAUT P. (1988). — Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais. Thèse Univ. Lille, 251 p., 113 fig.
- 6) STRIDE A.H. (1982). — Offshore tidal sands. Processes and deposits. Chapman and Hall, London, 222 p.
- 7) McLEAN S.R. (1981). — The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Mar. Geol.*, 42, p. 49-74.
- 8) FLEMMING B.W. (1980). — Sand transport and bedform patterns in the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (south-east African Continental Margin). *Sedimentary Geology*, 26, p. 179-205.
- 9) WERNER F., UNSOLD G., KOOPMANN B., STEPHANON A. (1980). — Field observations and flood experiments on the nature of comet marks. *Sediment. Geol.*, 26, p. 233-262.
- 10) TWICHELL D.C. (1983). — Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic Continental Shelf. *Sedimentology*, 30, p. 695-710.
- 11) RUBIN D.M., McCULLOCH D.S. (1980). — Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sediment. Geol.*, 26, p. 207-231.
- 12) FIELD M.E., NELSON Ch., CACCHIONE D.A., DRAKE D.E. (1981). — Sand waves on an epicontinental shelf: northern Bering Sea. *Mar. Geol.*, 42, p. 233-258.
- 13) BOUMA A.H., RAPPEPORT M.L., ORLANDO R.C., HAMPTON M.A. (1980). — Identification of bedforms in Lower Cook Inlet, Alaska. *Sediment. Geol.*, 26, p. 157-177.
- 14) AUGRIS C., CLABAUT P., DEWEZ S., AUFFRET J.P. (1987). — Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer. IFREMER Région Nord-Pas-de-Calais, éd.
- 15) BRIQUET A. (1930). — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse Sci. Nat., Orléans, 439 p., 151 fig.
- 16) CLABAUT P., CHAMLEY H. (1986). — Observations sédimentologiques sur le littoral de Wissant (site des Caps, Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CV, p. 169-178.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV

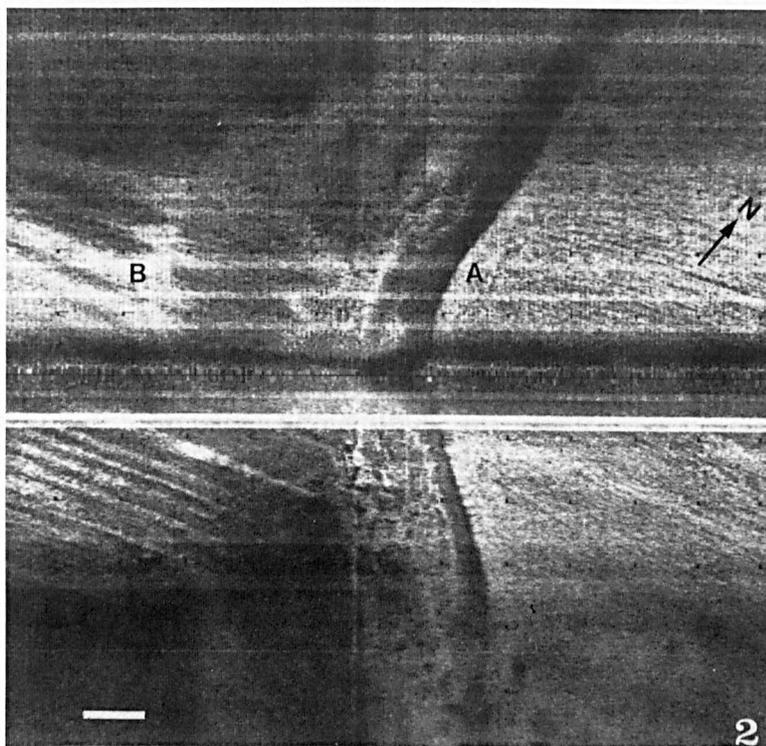
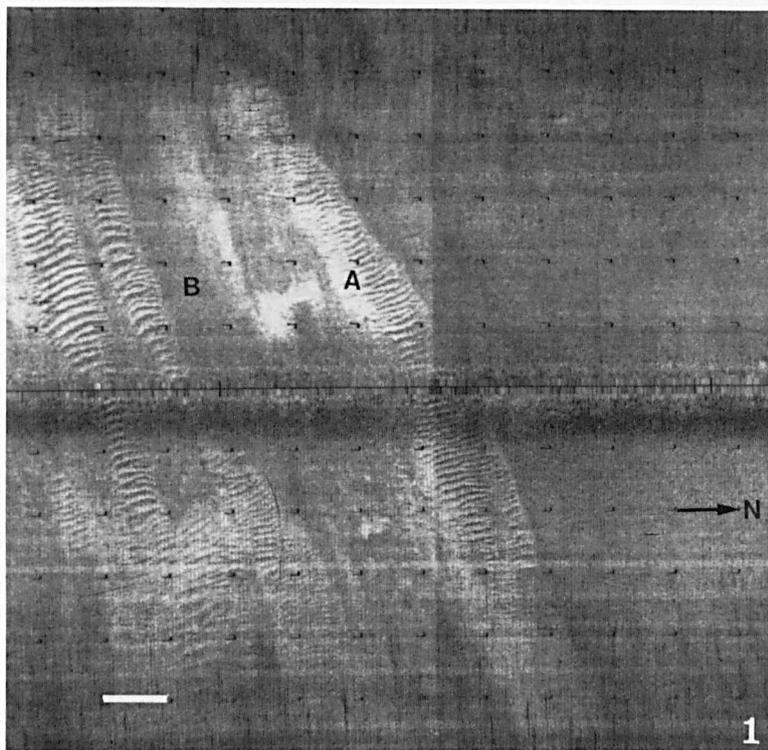
EXPLANATION OF THE PLATE IV

Fig. 1. — Sonogramme montrant des rubans sableux avec mégarides (A) sur un substrat grossier (B), au pied du Banc de Wissant.
Echelle : 25 m.

Fig. 1. — Sonograph showing megarippled sand ribbons (A) on a coarse sediment (B), of Wissant bank.
Scale : 25 m.

Fig. 2. — Sonogramme montrant une crête de vague de sable en barkhane (A) et des rubans sableux sans mégarides (B), au pied du Banc de Wissant.
Echelle : 25 m.

Fig. 2. — Sonograph showing a barkhan-like sandwave (A) and sand ribbons (B), of Wissant bank.
Scale : 25 m.



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVII

(1987)

4^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1989

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1987 —

<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIÉBAULT
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{lle} D. BRICE
	M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. Ch. BECK
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{lle} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1987 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la terre, 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

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 4 NOVEMBRE 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

M. J. CHALARD ouvre la séance en faisant procéder à l'élection de nouveaux membres. Ce sont :

- M. Frans GULLENTOPS, Université catholique de Louvain, Institut de Géologie, Redingenstraat 16, à 3000 Louvain (Belgique), présenté par MM. A. BEUGNIES (†) et F. ROBASZYNSKI.
- M. Marc ROCHE, Laboratoire de Paléobotanique, Université des Sciences et Techniques de Lille, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. A. BLIECK et S. LOBOZIAK.
- M. Richard ASSOR, Université Antilles-Guyane, UFR Sciences Exactes et Naturelles, Département de Géologie, BP 592, à 92107 Pointe-à-Pitre, présenté par MM. A. BLIECK et P. CLABAUT.
- M. Xavier-François CAPET, Laboratoire de Sédimentologie, Université Sciences et Techniques de Lille, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par M^{lle} A. BOUQUILLON et M. J.F. DECONINCK
- M. Lahcen DAOUDI, Laboratoire de Sédimentologie, Université Sciences et Techniques de Lille, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. J.F. DECONINCK et J.L. MANSY.

Communications orales

- P. DOREMUS, Y. QUINIF et J.M. CHARLET. – Mise au point d'un détecteur intégré du Radon ²²² dans les eaux : premiers résultats (*).
- M. MERCIER-CASTIAUX, H. CHAMLEY et C. DUPUIS. – Sédimentation argileuse tertiaire dans le Bassin belge et ses approches occidentales (**).

Communications écrites

- D. BONIJOLY et A. LEFAVRAIS-RAYMOND. – Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du Bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac.
- R. ASSOR. – Hydrologie et sédimentologie du Grand Cul-de-Sac marin en Guadeloupe (***)

(*) Communication publiée dans le fascicule 3, T. CVII, p. 211-219.

(**) Communication publiée dans le fascicule 2, T. CVII, p. 139-154.

(***) Communication publiée dans le fascicule 3, T. CVII, p. 221-238.

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 9 DÉCEMBRE 1987

Présidence de M. J. CHALARD, Président

Deux nouveaux membres sont élus :

M^{me} Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND, Géologue au B.R.G.M., Mas de la Croix, Beduer, à 46100 Figeac, présentée par MM. A. BONTE et J.J. FLEURY.

M. Michel BENEST, Université Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, à 69622 Villeurbanne Cedex, présenté par M^{me} Paule CORSIN et M. J. CHALARD.

Communications orales

B. MILHAU, D. BRICE et F. MEILLIEZ. – Une coupe de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne).

F. MEILLIEZ. – Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne sud-occidentale).

Communications écrites

J. LE MENN et R. PIDAL. – *Ancyrocrinus* and *Haplocrinites*, two common crinoids in the Middle Devonian and the Lower Frasnian of the Armorican Massif and the Cantabrian Mountains.

I. BASSIAS et S. LEKKAS. – La série de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la région d'Eleokchorion-Mont Parthenion (Péloponnèse, Grèce).

Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du Bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac

Evidence for synsedimentary E-W extension during the Lias on the margin of the Aquitaine Basin between Brive and Figeac

par Didier BONIJOLY (*) et Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND (*)

Résumé. – La confrontation des données issues de deux approches complémentaires – la stratigraphie et l'analyse structurale – permet de préciser la dynamique de la bordure est-aquitaine au Lias.

L'étude stratigraphique du Lias a montré que de part et d'autre de failles à rejeu tertiaire (cartographiées comme telles), des variations de faciès et d'épaisseur ne peuvent s'expliquer que par l'existence d'accidents synsédimentaires, en particulier à l'Hettangien, au Lotharingien supérieur et au Carixien, mais aussi au Bathonien.

Conjointement à ces accidents assez importants, apparaissent de petits hauts-fonds de direction identique souvent minéralisés (Figeac).

La distension E-W, responsable de ces événements et dont les effets sont permanents durant le Lias et le Dogger, est orientée N 100 à 110°E.

Témoin du rifting téthysien, cet épisode, contemporain d'une activité hydrothermale liée à un phénomène thermique important, se retrouve sur tout le pourtour et au sein du Massif Central (minéralisations à fluorine, plomb ou zinc).

Abstract. – *The combination of structural and stratigraphic data has allowed the definition of the dynamics of the eastern border of the Aquitaine Basin during the Lias. Tectonic analysis of the deformation in this area has enabled the recognition and characterization of a tectonic episode during which a tensional stress oriented N 100° to 110°, was responsible for extension. An Early and Middle Jurassic age for the deformation is proposed.*

Stratigraphic information from the Quercy area in the Lias and thickness, to a lesser extent, the Dogger confirm this age. Facies variation analysis has shown that persistent synsedimentary N-S faults controlled westward deepening during the Hettangian, late Lotharingian and Bathonian, and the location of small, locally mineralized shoal areas (for example, the Pb-Zn mineralization in the Figeac area). This faulting reached a maximum during the late Lotharingian-Carixian, during which sedimentation was strongly disturbed. Sharp increases in thickness on the order of 20 m are not uncommon, accompanied by extreme facies variations, with bioclastic limestones on the tops and alternating limestone and marl in the « basins ».

This extension episode E-W, continuous through the Lias and Dogger, was important throughout the southern half of France, and its effects witness the Tethyan rifting that was the precursor of the opening of the Ligurian ocean and contemporaneous with hydrothermal activity, related to an important thermal event around and within the Massif Central, that gave rise to F, Pb, and Zn mineralizations.

I. – INTRODUCTION

Durant ces dix dernières années, dans le cadre du programme de cartographie de la France à 1/50 000, a été effectuée la couverture de la bordure NE du bassin d'Aquitaine entre le seuil du Poitou et la faille de Villefranche-de-Rouergue. En ce qui concerne le Lias et le

Dogger, les feuilles de Brive, Terrasson, Souillac, St-Céré, Lacapelle-Marival et Figeac (fig. 1) ont été levées par Lefavrais-Raymond en collaboration avec Lablanche et Astruc. Ce travail a permis l'acquisition d'un grand nombre d'informations quant à la vie du bassin au cours du Lias.

(*) B.Ř.G.M., S.G.N./GEO, B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex.

Note présentée le 4 novembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 mars 1988.

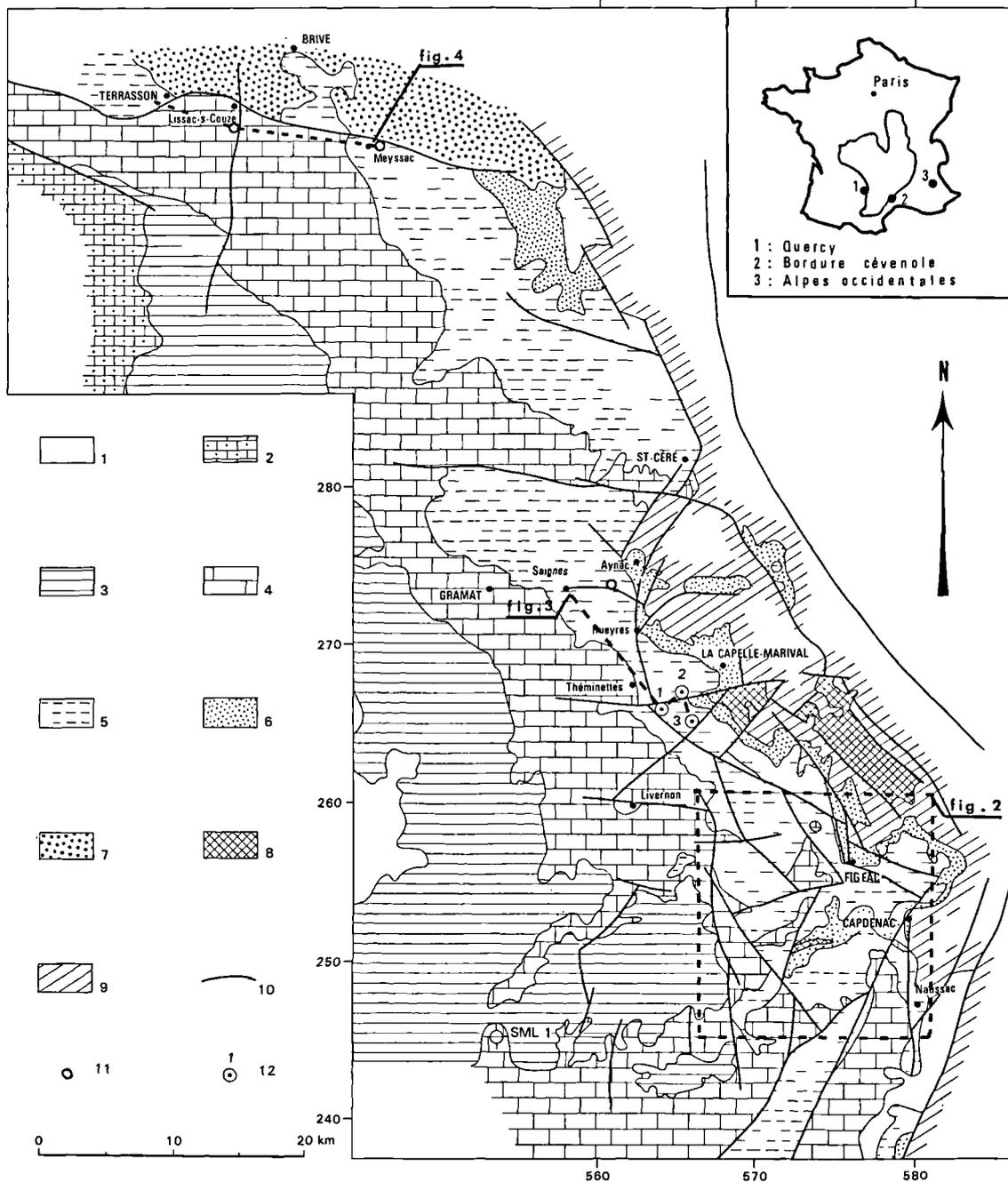


Fig. 1. - Carte géologique simplifiée de la bordure nord-est du Quercy.

1 : Tertiaire. - 2 : Crétacé. - 3 : Malm. - 4 : Dogger. - 5 : Lias (Infra-Lias). - 6 : Permien. - 7 : Trias. - 8 : Stéphanien. - 9 : socle. - 10 : faille. - 11 : sondage. - 12 : sondage minier.

Fig. 1. - Geological sketchmap of the north-eastern edge of the Quercy area.

1 : Tertiary deposits. - 2 : Cretaceous deposits. - 3 : Malm deposits. - 4 : Dogger deposits. - 5 : Liasic deposits. - 6 : Triassic deposits. - 7 : Permian deposits. - 8 : Stephanian deposits. - 9 : basement. - 10 : fault. - 11 : bore-hole. - 12 : bore-hole for mining research.

Durant ce programme, Bonijoly (1980) a contribué à la connaissance des déformations qui affectaient cette plate-forme et a établi une chronologie des divers épisodes tectoniques décelables sur cette bordure du bassin.

La présente note permet de démontrer, en confrontant les données stratigraphiques et tectoniques, l'activité tectono-sédimentaire importante de cette zone au Lias et d'introduire ces résultats dans le contexte géodynamique de la France durant cette époque.

II. - MANIFESTATIONS TECTONO-SEDIMENTAIRES LIASIQUES

1) Apports de la stratigraphie du Lias

Les études détaillées faites à l'occasion du lever des cartes géologiques du nord du Quercy ont permis de mettre en évidence des variations dans la sédimentation de part et d'autre d'accidents de direction N-S.

A) LA SÉDIMENTATION HETTANGIENNE

Les premiers dépôts secondaires, se disposant sur la pénélaine hercynienne, sont des grès d'âge triasique ou hettangien (Grignac, 1983) dont la répartition semble homogène.

Or, dès le dépôt de ces grès, apparaît sur la bordure de l'Aquitaine (feuille de Figeac) une différence entre le secteur situé à l'ouest de la faille de Naussac, où se sont déposés grès, argilites vertes et dolomies et le secteur à l'est de la faille où la dolomie de l'Hettangien supérieur repose directement sur le socle (Causse Blanc, Lieucamp, Prat-Nau), témoignant de l'influence de cette faille pendant la sédimentation dès le début de l'Hettangien (fig. 1, fig. 2 et coupes des fig. 2a).

B) LA SÉDIMENTATION SINÉMURIENNE

Les hauts-fonds figeacois

Des hauts-fonds d'âge sinémurien ont été décrits dans la région de Planioles par Launey et Leenhardt en 1959 (fig. 2). Orientés N-S, leurs limites sont marquées par des brèches formées sur des talus. C'est là que se situent les amas minéralisés. « Les brèches, disent les auteurs, sont pénecontemporaines des dépôts des sédiments. Elles se sont formées à la suite de glissements sur les pentes d'un talus sous-marin... On retrouve la marque de ce talus ; il était limité à l'ouest par un faciès "bassin" et à l'est par un faciès "plateau". Les glissements se sont produits de l'est vers l'ouest ».

C) LA SÉDIMENTATION LOTHARINGIEN SUPÉRIEUR ET CARIXIEN

C'est à la fin du Sinémurien, pendant le Lotharingien terminal (sous-zone à *Aplanatum*) que se produit une série d'événements qui provoquent, toujours de part et

d'autre de directions Nord-Sud, la présence ou l'absence de dépôts du Lotharingien supérieur et ensuite des variations d'épaisseur ou de faciès du Carixien.

a) La faille de Lissac-sur-Couze

La faille de Lissac-sur-Couze, au sud de Brive, a été décrite en 1979 (Feys, Guillot, Lefavrais).

A l'ouest de cette faille, les calcaires bioclastiques (3 à 5 m) attribués au Carixien reposent directement sur les calcaires à *Dasycladacées* (Sinémurien). A l'est, l'alternance de calcaires et de marnes datée du Carixien repose sur des calcaires gréseux lotharingiens, situés eux-mêmes 5 à 10 mètres au-dessus de l'oolithe à *Dasycladacées* sinémurienne (fig. 1 et 4).

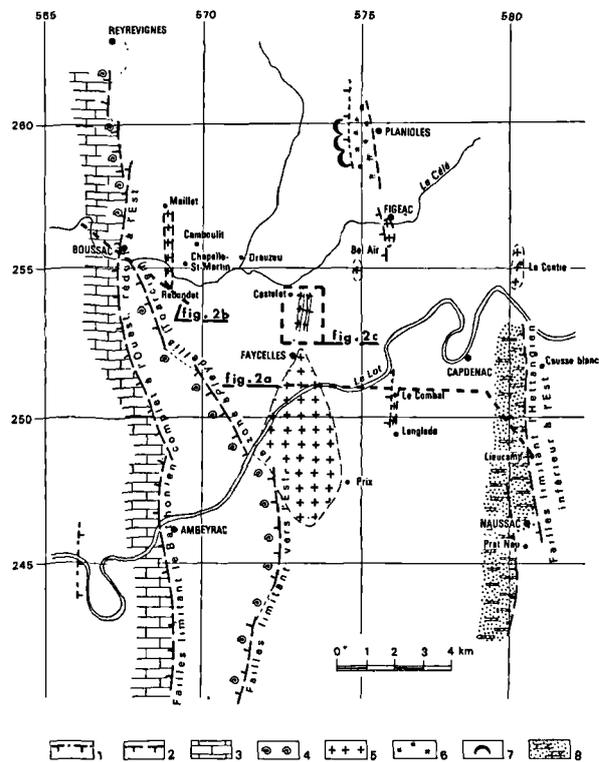
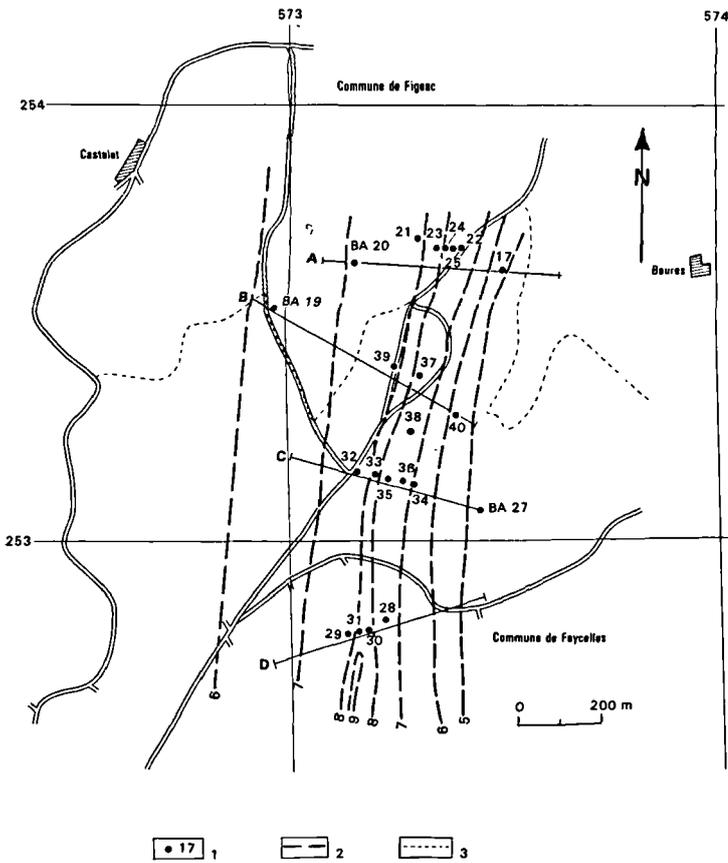
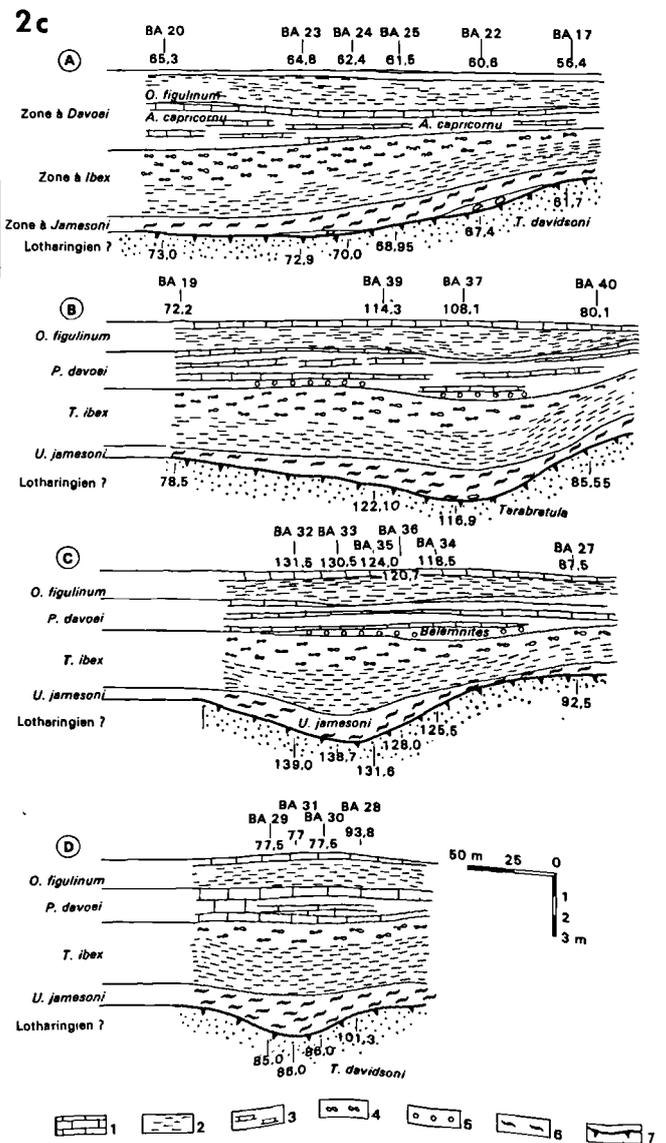
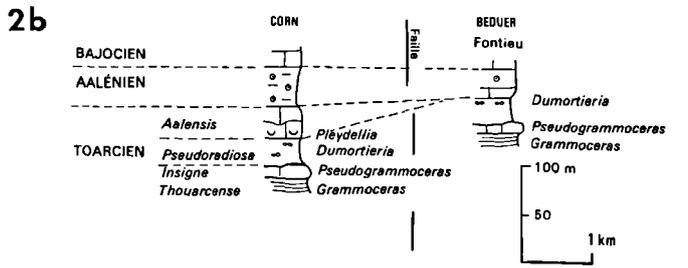
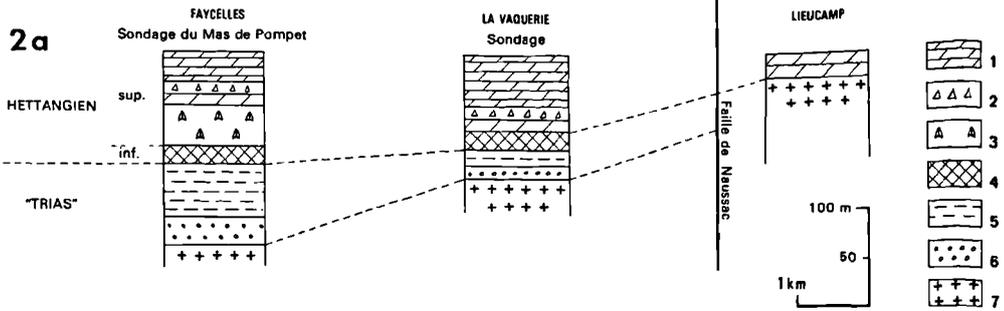


Fig. 2. - Failles actives et limites de faciès à l'Hettangien au Bathonien dans la région de Figeac.
1 : faille active probable. - 2 : faille active. - 3 : Bathonien complet. - 4 : Toarcien à *Pleydellia*. - 5 : haut-fond carixien. - 6 : haut-fond sinémurien. - 7 : corps minéralisés intra-Sinémurien. - 8 : grès et dolomites de l'Hettangien inférieur.

Fig. 2. - Active faults and facies limits from the Hettangian to the Bathonian period in the Figeac area.
1 : probably active fault. - 2 : active fault. - 3 : complete Bathonian deposits. - 4 : Toarcian deposits with *Pleydellia*. - 5 : Carixian horst. - 6 : Sinemurian horst. - 7 : ore deposits in Sinemurian sediments. - 8 : sandstones and dolomites of lower Hettangian age.



b) *La faille d'Aynac - Theminettes - Ruyères*

L'augmentation d'épaisseur des dépôts du Carixien de part et d'autre de cette faille tertiaire est assez spectaculaire, montrant l'ancienneté de cet accident. En effet, les alternances de calcaires et de marnes (où abondent les ammonites caractérisant les diverses zones du Carixien) ont 20 m à l'ouest de la faille (coupe de Saignes) et 5 m dans les sondages situés à l'est (Theminettes 1-2-3). Ce sont aux zones de base du Carixien qu'appartiennent les dépôts qui s'épaississent le plus. L'épaisseur des marnes comprises entre le sommet des calcaires gréseux du Lotharingien et les premiers bancs calcaires à *Uptonia jamesoni* (soit la zone à *Polymorphus*) passe de 1 m dans le sondage de Theminettes à 10 m dans la coupe de Saigne (fig. 1 et 3).

c) *La région de Figeac*

Des variations d'épaisseur et de faciès du Carixien ont été décrites en 1980 (Lefavrais-Raymond et Lafaurie). Parfois très réduits, les niveaux carixiens peuvent aller jusqu'à la lacune totale de l'étage soit en affleurement (Dôme de Prix), soit dans les sondages : région de Bel-Air (Lefavrais-Raymond et Launey, 1962). Les derniers sondages effectués dans cette région (Lefavrais-Raymond, 1965) montrent que, même dans le détail, et à une échelle moins spectaculaire, les variations d'épaisseur se font selon les lignes Nord-Sud (fig. 2 et 2c).

D) LA SÉDIMENTATION AU LIAS SUPÉRIEUR ET AU DOGGER

Pendant les épisodes marneux du Domérien et du Toarcien il est difficile de mettre en évidence des variations régionales de faciès ; mais le système de failles de Reyrevignes-Boussac-Frontenac limitant le haut-fond de Figeac à l'Hettangien et au Carixien marque l'absence probable de dépôt du Toarcien inférieur (schistes carton) vers l'est ainsi que la disparition des marno-calcaires à *Pleydellia* du Toarcien supérieur (fig. 2 et 2b).

A partir du Dogger, les changements de faciès ne sont pas suffisamment brutaux pour être attribués à des

accidents contemporains de la sédimentation. Signalons toutefois la diminution d'épaisseur du Bathonien à l'est de la faille d'Ambeyrac (fig. 2) ; dans ce secteur, seul un niveau lacustre persiste (alors qu'il en existe deux dans cette série à l'ouest de la faille).

E) CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique montre, de l'Hettangien au Dogger, la persistance de failles synsédimentaires N-S. C'est à la fin du Sinémurien que les mouvements sont les plus importants le long de ces failles. Cette « crise lotharingienne » (Gabilly, 1958) s'observe du Poitou au Quercy et aux Grands Causses (Lefavrais-Raymond et Lafaurie, 1980). Cet épisode tectonique se poursuit vraisemblablement dans tout le Jurassique moyen, bien que son expression dans la sédimentation soit moins lisible ; en effet, les unités stratigraphiques du Dogger s'organisent aussi en bandes N-S (par exemple en Aquitaine, orientation de la barrière oolithique limitant la plate-forme à l'est, du bassin à l'ouest (Delfaud, 1969 ; BRGM *et al.*, 1973).

2) Caractéristiques de la déformation liasique

Le premier épisode tectonique affectant les sédiments mésozoïques du Quercy est une distension orientée E-W (Bonijoly, 1980). Elle est responsable de l'apparition d'un système simple de fractures dont l'orientation varie de N 170°E à N 25°E. Le pendage, en moyenne de 60°, est dirigé vers l'ouest ou vers l'est pour les petites failles ; il est souvent plus fort pour les grandes failles et est, dans ce cas, dirigé vers l'ouest. Des fentes de tension apparaissent également ; leur remplissage est calcitique, dans certains cas barytique, et leur direction identique à celle des failles normales.

La précocité de cet épisode fait que la majorité des accidents dont il est responsable ont été réutilisés lors de phases tectoniques ultérieures (Bonijoly et Blès, 1983). Pour cette raison, le tenseur moyen des contraintes n'a été défini que sur un seul affleurement à Montbrun (Bathonien ; X = 565,4 ; Y = 3245,2 ; feuille de Figeac à 1/50 000). Il s'agit d'une faille cartographique N-S et de

Fig. 2a. - Evolution des faciès de l'Hettangien.

1 : dolomie. - 2 : brèche. - 3 : Anhydrite. - 4 : dolomie litée et argilite verte. - 5 : argile bariolée. - 6 : grès. - 7 : socle.

Fig. 2b. - Lacune de la zone à *Pleydellia* à l'est de la faille Boussac-Fontenac. Légende : cf. fig. 2a.

Fig. 2c. - Coupes E-W montrant au Carixien la formation d'un sillon entre deux hauts-fonds.

Carte : 1 : position et identification des sondages C.R.A.M. - 2 : isopaque du Carixien en mètres. - 3 : limite de Commune.
Coupes géologiques : 1 : calcaire fin. - 2 : marne. - 3 : alternance marno-calcaire. - 4 : oolithe ferrugineuse. - 5 : oolithe. - 6 : marne à sédimentation turbulente. - 7 : calcaire gréseux et hard-ground.

Fig. 2a. - Evolution of Hettangian deposits.

1 : dolomite. - 2 : breccia. - 3 : anhydrite. - 4 : alternation of dolomites and green shales. - 5 : colored shale. - 6 : gritstone. - 7 : basement.

Fig. 2b. - Hiatus of the *Pleydellia* zone at the east of the Boussac-Frontenac fault. Legend : see fig. 2a.

Fig. 2c. - E-W cross-sections showing the formation of a depot-center between two horsts during the Carixian time.

Map : 1 : identification and location of C.R.A.M. bore holes. - 2 : isopachs of the Carixian sediments in meter. - 3 : district boundary.
Geological cross-sections : 1 : fine limestone. - 2 : shale. - 3 : alternation of shales and limestones. - 4 : ferruginous oolitic limestone. - 5 : oolitic limestone. - 6 : shale with turbulent sedimentation. - 7 : sandy limestone and hard-ground.

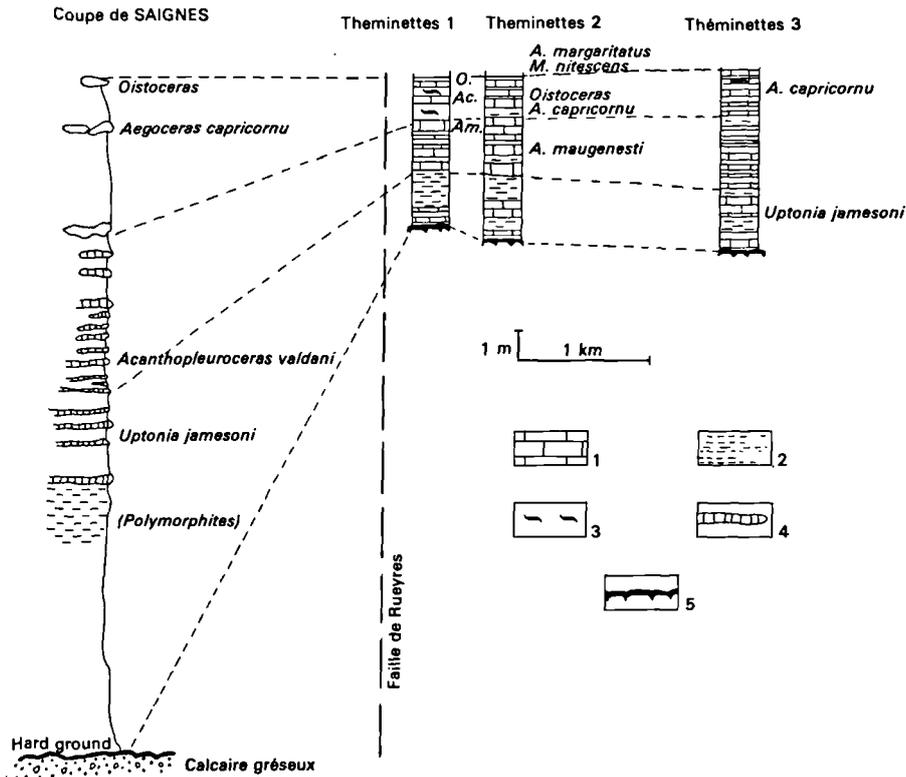


Fig. 3. - Sédimentation du Carixien de part et d'autre de la faille Aynac-Theminettes-Rueyres.
 1 : calcaire fin. - 2 : marne à sédimentation turbulente. - 3 : marne. - 4 : calcaire noduleux. - 5 : hard-ground.
 Fig. 3. - Sedimentation of Carixian deposits on both side of the Aynac-Theminettes-Rueyres fault.
 1 : fine limestone. - 2 : shale with turbulent sedimentation. - 3 : shale. - 4 : nodulous limestone.

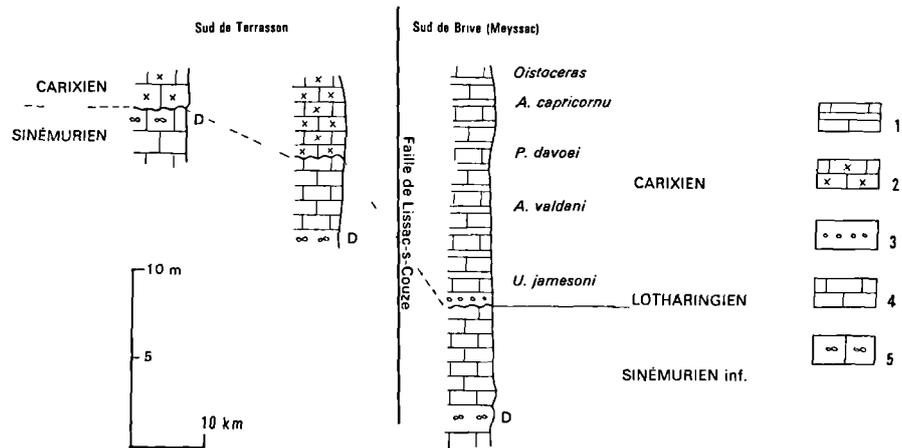


Fig. 4. - Variation des faciès du Carixien de part et d'autre de la faille de Lissac.
 1 : alternance calcaires et marnes. - 2 : calcaire bioclastique. - 3 : calcaire gréseux. - 4 : calcaire sublithographique. - 5 : oolithes à Dasycladacées (D).
 Fig. 4. - Variation of Carixian deposits on both sides of the Lissac fault.
 1 : alternation of limestones and shales (Carixian). - 2 : bioclastic limestone (Carixian). - 3 : gritty limestone (Upper Lotharingian). - 4 : sublithographic limestone (Lower Lotharingian). - 5 : oolitic limestone with Dasycladacees (D. Lower Lotharingian).

son cortège de petites fractures (failles et fentes) de même orientation montrant, pour les failles, un jeu normal dont les vecteurs mouvements sont bien en zone (fig. 5). Cette faille montre par ailleurs des rejeux ultérieurs en décrochement.

Le tenseur moyen des contraintes, déterminé par la méthode de Carey (Carey, 1976, 1979; Noyer, 1981), donne une direction d'extension orientée N95°E. Le rapport d'anisotropie des contraintes est voisin de 0,37 (fig. 5). Ce rapport des valeurs propres du tenseur des contraintes ($\lambda_2 - \lambda_3/\lambda_1 - \lambda_3$) fournit une valeur qui caractérise la forme de l'ellipsoïde des contraintes. Dans notre cas, cet ellipsoïde a la forme d'une ellipse aplatie suivant λ_2 (les valeurs des vecteurs contraintes sont dénommés λ et non σ car elles ne correspondent qu'à une des solutions parmi la famille des tenseurs solutions; Noyer, 1981).

La datation de cet épisode est basée sur les observations suivantes :

A Prat-Nau (X = 581,1; Y = 3245,7; feuille de Figeac à 1/50 000), un affleurement de dolomies hettangiennes montre des fentes à barytine N-S d'ordre centimétrique à décimétrique tout à fait particulières : leurs épontes sont irrégulières et leurs limites floues (précipitation de la barytine dans un sédiment mou). La barytine épigénise également des bioclastes conservés dans le matériel dolomiticritique. Le caractère syndiagénétique précoce de la minéralisation des bioclastes date par la même occasion le remplissage syntectonique des fentes qui s'effectue alors que la *lithification de la roche n'était pas achevée*. Ces fentes sont ensuite réouvertes lors d'un nouvel épisode de fracturation. Les épontes sont alors rectilignes et nettes (comportement fragile des dolomies lithifiées et de la barytine) et le remplissage est différent du premier. Il est essentiellement calcitique et présente, de temps en temps, des remplissages sédimentaires composés de granules d'oxydes de fer granoclassés (arénites à lutites). L'attribution des fentes calcitiques à la compression N-S pyrénéenne est peu contestable de par le type de remplissage qui traduit un milieu oxydant que l'on ne rencontre guère qu'à partir de l'Eocène. Le remplissage de ces fentes tardives rappelle les dépôts à oxyde de fer du Sidérolithique. Quant aux fentes N-S barytiques, leur appartenance à la distension E-W est observée à Capdenac (Sinémurien; X = 578,65; Y = 3253,6) où elles sont associées à des failles normales de même direction dans lesquelles précipite la barytine à la faveur de zone en dilatance.

En définitive, la distension E-W est anté-éocène et contemporaine de la diagenèse précoce des dolomies de l'Hettangien inférieur, voire de leur dépôt. Elle a été datée du Jurassique inférieur et moyen (Bonijoly, 1980). Il s'agit d'une datation par défaut établie sur la constatation de la disparition des effets de la phase étudiée dans des terrains d'âge jurassique supérieur (fig. 6). Cette datation est confirmée par les jeux syndiagénétiques liasiques des failles N-S comme il a été montré précédemment (cf. paragraphe 2.1.).

III. - CONCLUSION

L'ensemble des variations de faciès observables le long de la bordure orientale du bassin d'Aquitaine, dans les séries liasiques, est contrôlé par le jeu normal de failles syndiagénétiques sub-méridiennes créées sous l'effet d'une distension E-W (failles de Lissac, d'Aynac, de Naussac, hauts-fonds figeacois). L'activité de ces failles est responsable de l'approfondissement local des dépôts liasiques; elles contrôlent en bordure l'activité de horsts tels ceux de Planioles et de Sonnac le long desquels des minéralisations tardi-diagénétiques à Pn-Zn-Ba sont présentes (Figeac, Prat Nau).

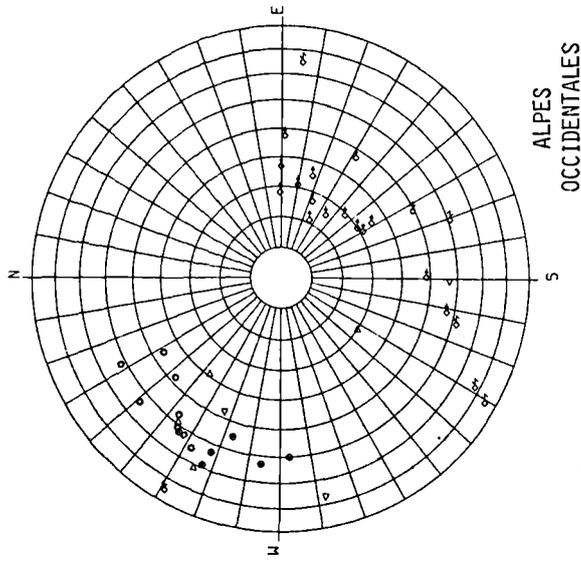
Comparaison avec les régions voisines

A la période considérée (Lias), de récents travaux sur la bordure cévenole (Bonijoly, 1985) montrent qu'une distension orientée N100°-110°E est active durant le Trias supérieur (Carnien) et le Lias jusqu'à une période plus récente indéterminée (Jurassique moyen?). Le rapport d'anisotropie des contraintes, représentatif de cette distension, est voisin de 0,4 (fig. 5). Cet épisode tectonique contrôle le jeu des failles N-S à NNE-SSW dont l'incidence sur la sédimentation triasico-liasique est très importante (Aubague *et al.*, 1982). Le long du horst de Pallières (Anduze - Gard), des déformations syndiagénétiques sont observables (coulées boueuses rhétiennes, glissements syndiagénétiques et slumps carnien, failles syndiagénétiques lotharingiennes). Dans le bassin triasique d'Alès, cette distension s'exprime également pendant les dépôts des sédiments rhétiens (Bonijoly et Germain, 1983).

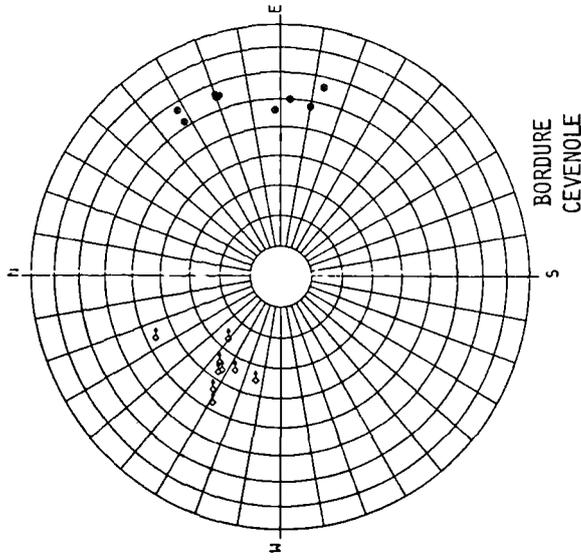
Plus au Nord, sur la bordure ardéchoise, la sédimentation du Rhétien jusqu'au Bathonien est contrôlée par un jeu de blocs basculés, témoin du rifting avorté de cette bordure du bassin du Sud-Est (Elmi, 1983).

Dans les Alpes occidentales françaises, Lemoine (1982) décrit également une tectonique syndiagénétique jurassique particulièrement sensible au Lias sur la marge continentale téthysienne. Les accidents sollicités par cette tectonique en distension sont NE-SW à N-S. L'un de ceux-ci (faille du Col d'Ornon) a fait l'objet d'études détaillées (Barfety et Gidon, 1984) qui montrent son caractère syndiagénétique pendant le Lias supérieur. L'analyse microtectonique de cet accident, effectuée par D. Bonijoly, permet de confirmer son jeu en faille normale, conséquence d'une contrainte distensive orientée N100°E (rapport d'anisotropie des contraintes R = 0,36; fig. 5).

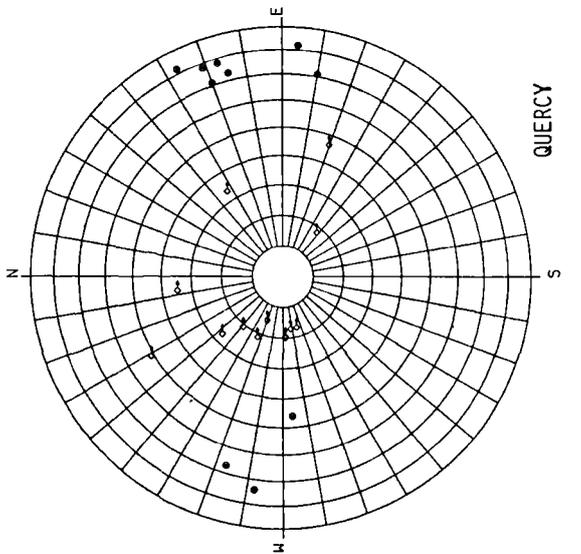
Enfin, à cette époque correspond une activité hydrothermale particulière dans l'histoire géologique du Massif Central. C'est en effet durant la période Trias-Lias que se met en place un grand nombre de minéralisations (Baudron *et al.*, 1980), qu'elles soient filoniennes (fractures ouvertes sous contrôle tectonique: Perrault, Mas Vieux Sud, Dreyt, Voltaine) ou stratiformes (Chailac, bordure du Morvan). Baubron et coll. (1980)



FAILLES DU COL D'ORNON
PROJECTION DE SCHMIDT HEMISPHERE SUPERIEUR



FAILLES MORTS DE PALTIERES
PROJECTION DE SCHMIDT HEMISPHERE SUPERIEUR



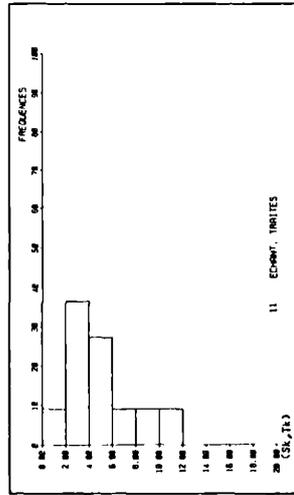
FAILLES DE MONTEBRUN
PROJECTION DE SCHMIDT HEMISPHERE SUPERIEUR

a - Projection stéréographique des failles normales à jeu d'âge jurassique

LEGENDE

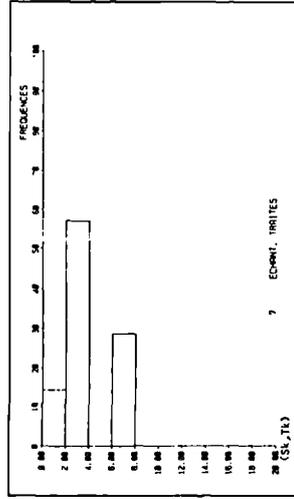
- ▷ FAILLE DEXTRE
- ◁ FAILLE SENESTRE
- ⊗ FAILLE NORMALE
- FAILLE INVERSE
- ◊ STRIE NORMALE
- ◊ STRIE INVERSE
- ↻ STRIE DEXTRE
- ↻ STRIE SENESTRE

b - Distribution des angles entre strie réelle (Sk) et strie théorique (Tk)



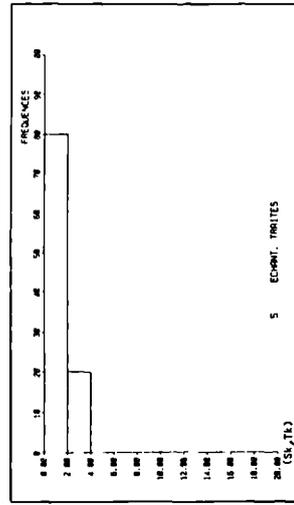
- σ1 = N 94°E 74°E
- σ2 = N 8°E 1°N
- σ3 = N 98°E 16°W

R = 0,37



- σ1 = N 20°E 74°N
- σ2 = N 11°E 16°S
- σ3 = N 102°E 2°W

R = 0,41



- σ1 = N 102°E 55°W
- σ2 = N 8°E 3°S
- σ3 = N 96°E 35°E

R = 0,36

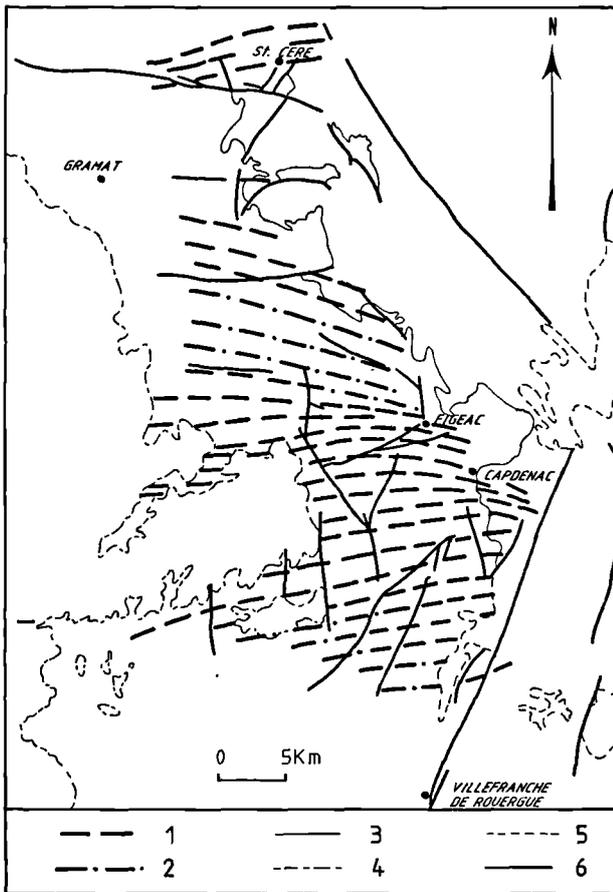
c - Tenseur optimisé des contraintes principales

d - Rapport des valeurs propres des vecteurs contraintes $\left(\frac{\lambda_2 - \lambda_3}{\lambda_1 - \lambda_3} \right)$

Fig. 5. - Analyse cinématique de quelques failles normales d'âge jurassique.

Fig. 5. - Kinematic analysis of some Jurassic normal faults.

a - Schmidt net of Jurassic normal faults; legends : triangles : dextral and sinistral faults; circle with cross : normal fault; thick circle : inverse fault; lozenge with arrow : striation with normal, inverse, dextral and sinistral indicator of movement. - b - Distribution of angles between the real stria and the theoretical stria. - c - Optimized tensor of principal constraints. - d - Ratio between the relative values of constraints (12-13/11-13).



concluent à l'existence « d'un phénomène thermique important (...) qui aurait joué un rôle métallogénique majeur à la limite Trias-Lias ».

En définitive, il apparaît que toute la portion de croûte continentale comprise entre la bordure orientale du bassin d'Aquitaine jusqu'aux Alpes occidentales (Massifs cristallins externes) a subi une extension importante dont l'intensité croît d'ouest en est, extension qui est le témoin du rifting précurseur de l'ouverture de l'Océan ligure (Lemoine, 1982).

Cette extension est associée à une activité hydrothermale importante dans le Massif Central et à un amincissement crustal dans le bassin du Sud-Est (Brunet, 1984). Cette distension possède une direction homogène sur l'ensemble de cette portion de marge continentale passive; elle est représentée par un tenseur moyen des contraintes dont la direction d'extension est N 100°-110°E.

Fig. 6. - Carte des trajectoires de la distension E-W dans le Quercy.

1 : trajectoire de la contrainte principale minimum O_3 . - 2 : trajectoire extrapolée. - 3 : limite socle-couverture mésozoïque. - 4 : limite Dogger-Malm. - 5 : limite Mésozoïque ou socle-Cénozoïque. - 6 : faille.

Fig. 6. - Map of tensile stress trajectories in the Quercy platform. 1 : tensile stress trajectory. - 2 : extrapolated trajectory. - 3 : basement-Mesozoic formations boundary. - 4 : Dogger-Malm boundary. - 5 : Mesozoic (or basement) - Cenozoic boundary. - 6 : fault.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBAGUE M., LHOMER A., SUREAU J.F. (1982). - Gîtes Pb-Zn liés aux strates en environnement dolomitique (Bois-Madame, La Croix de Pallières, Figeac). *Chron. Rech. Min.*, Orléans, n° 446, p. 41-59.
- 2) BARFETY J.C. & GIDON M. (1984). - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile: le Lias du versant est du massif du Taillefer (Zone Daupinoise, Alpes occidentales). *Revue de Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, vol. 25, fasc. 4, p. 267-276.
- 3) BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LEGHU J., TOURAY J.C. & ZISERMAN A. (1980). - Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif Central français. *C.R. Acad. Sc.*, série D, t. 290, n° 14, p. 951-953.
- 4) BONIJOLY D. (1980). - Etude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée: le Quercy. Thèse 3^e cycle. *Documents du BRGM*, n° 26 (1981), Orléans, 303 p.
- 5) BONIJOLY D. (1985). - Etude structurale de la bordure occidentale du horst de Pallières (Gard). Caractérisation du contexte structural des minéralisations à Fe-Pb-Zn. *Rapport BRGM*, Orléans, n° 85 SGN 530 GEO, 32 p.
- 6) BONIJOLY D. & BLES J.L. (1983). - Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-est du bassin d'Aquitaine; France): géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, t. XXV, n° 5, p. 775-784.

- 7) BONIJOLY D., GERMAIN H. (1983). – Histoire tectonique post-hercynienne du bassin d'Alès (Gard). Chronologie des déformations et contrôle structural des minéralisations barytiques. *Documents du BRGM*, n° 76, Orléans, 24 p.
- 8) BRGM, ELF R.E., ESSO REP. N., SNEA (P.) (1973) – Atlas : géologie du bassin d'Aquitaine. BRGM éd., Orléans, 27 pl.
- 9) BRUNET M.F. (1984). – Subsidence de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est *in* Subsidence et diagenèse de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est. *Documents du BRGM*, Orléans, n° 81-11, p. 91-102.
- 10) CAREY E. (1976). – Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, n° 2098.
- 11) CAREY E. (1979). – Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, vol. 21, fasc. 1, p. 57-66.
- 12) DELFAUD J. (1969). – Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Sci. Nat., Univ. Bordeaux, 165 p.
- 13) ELMI S. (1983). – La structure du Sud-Est de la France : une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t. 296, p. 1605-1620.
- 14) FEYS R., GUILLOT P.L., LEFAVRAIS A. (1979). – Tectonique du bassin de Brive. *Bull. du BRGM*, Orléans, section 1, n° 2, p. 121-130.
- 15) GABILLY J. (1958). – La surface d'érosion infra-liasique et les déformations « récifales » du Lias du Poitou. *Norvis*, n° 18, p. 204-208.
- 16) GABILLY J. (1976). – Le Toarcien à Thouars et dans le centre-ouest de la France. CNRS. *Les stratotypes français*, Paris, 217 p.
- 17) GRIGNAC C. (1983). – Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure sud-ouest du Massif Central. Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse, 221 p., 1 pl. h.t.
- 18) LAUNEY P., LEENHARDT R. (1959). – Les brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), t. 1, n° 5.
- 19) LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1963). – Etude détaillée du Lias moyen et supérieur des sondages implantés par l'Asturienne des Mines dans la région de Bel-Air et du Castelet (BA₁ à BA₂₅), sud de Figeac, *Rapports BRGM*, Orléans, Ds 63 A 43.
- 20) LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965). – Etude du Lias moyen et supérieur des sondages BA₂₆ à BA₄₀ (CRAM). Secteur de Bel-Air. Sud de Figeac. *Rapports BRGM*, Orléans, Ds 65 A 18.
- 21) LEFAVRAIS-RAYMOND A., LAUNAY P. (1962). – Note sur l'existence de hauts-fonds liasiques bien caractérisés au Sinémurien et surtout au Carixien de la région de Figeac (Lot). *C.R. 87^e Congr. Nat. Soc. savantes*, Poitiers, Serv. sci., p. 823-829.
- 22) LEFAVRAIS-RAYMOND A., LAFAURIE G. (1980). – La « crise lotharingienne » sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n° 4, p. 613-621.
- 23) LEMOINE M. (1982). – Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, (7), livre jubilaire Gabriel Lucas, p. 347-361.
- 24) NOYER M.L. (1981). – Reconstitution d'un tenseur moyen des contraintes à partir de l'observation de plans de faille striés : le programme CAREYLU. *Rapport BRGM*, 81 SGN 645 GEO.

***Ancyrocrinus* and *Haplocrinites* : two middle Devonian-lower frasnian crinoids common to the Armorican Massif (France) and the Cantabrian Mountains (Spain)**

***Ancyrocrinus* et *Haplocrinites* : deux crinoïdes du Devonien moyen et du Frasnien inférieur communs au Massif armoricain (France) et aux Monts Cantabriques (Espagne)**

J. LE MENN* and R. PIDAL**
(Plate V)

Summary. – The occurrence of *Ancyrocrinus* and *Haplocrinites* is reported for the first time in the Cantabrian Mountains. Species belonging to these genera are common to the Armorican massif. A brief systematic review of the species occurring in both areas is given. Their vertical distribution in the Devonian is described and analysed. The limited vertical range and wide geographic distribution of its species confer to the genus *Haplocrinites* a potential value for biostratigraphical purpose in the Ibero-Armorican province and also in Western Europe and North Africa.

Resumen. – La presencia de *Ancyrocrinus* y *Haplocrinites* es señalada por primera vez en la Cordillera Cantábrica. Los taxones pertenecientes a estos dos géneros son frecuentes en el Macizo Armoricano. En el apartado de sistemática se hace un breve repaso de las principales características de las especies recogidas en las dos regiones. Su repartición vertical en el Devónico es aquí descrita y analizada. La extensión estratigráfica restringida de la mayor parte de las especies y la vasta distribución geográfica confieren al género *Haplocrinites* un valor potencial bioestratigráfico no solamente en el dominio Ibero-armoricano sino también en Europa Occidental y en África del Norte.

Résumé. – La présence d'*Ancyrocrinus* et d'*Haplocrinites* est signalée pour la première fois dans les Chaînes Cantabriques. Les taxons appartenant aux deux genres sont communs au Massif Armoricain. La partie systématique comporte un bref rappel des principales caractéristiques des espèces recueillies dans les deux régions. Leur répartition verticale dans le Devonien est décrite et analysée. L'extension limitée de la plupart des espèces et leur vaste distribution géographique confèrent au genre *Haplocrinites* une valeur potentielle en biostratigraphie non seulement dans le domaine Ibéro-armoricain mais aussi en Europe occidentale et en Afrique du Nord.

I. – INTRODUCTION

The occurrence of *Haplocrinites* in the Middle Devonian has been reported several times during the last century: Goldfuss (1831), Steininger (1837), Roemer (1844), Sandberger et Sandberger (1856), Hall (1862), Schultze (1867), Whidborne (1895), etc... Since then, the original figures of both species *H. mespiliformis* (Goldfuss) and *H. clio* (Hall) have been frequently documented in the literature dealing with systematics and paleo-

biology: Bather (1900), Weller (1900), Goldring (1923), Moore et Laudon (1943), Ubaghs (1953), Moore et al. (1978). Other occurrences of these two species have been reported from North Africa by Termier et Termier (1950) and Le Maître (1958) in Givetian Formations.

Detailed studies of the Lower and Middle Devonian crinoid fauna of the Armorican Massif (JLM) lead to the discovery of a virtually ignored species, *H. boitardi*, briefly defined by Rouault (1847) and of new taxa ranging from upper Eifelian to the Frasnian. Simulta-

(*) Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie du Paléozoïque, Université de Bretagne Occidentale, 6, av. Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex (France). GRECO 7 du CNRS.

(**) Departamento de Paleontología, Universidad de Oviedo, Oviedo (España).

Note présentée le 9 décembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 novembre 1988.

neously, investigations carried out in the Cantabrian Mountains (RP) lead to the discovery of species with close affinities with the Armorican representatives. At least, Gluchowski (*in Racki et al.*, 1985) found this minute inadunate crinoid in a Givetian succession from Poland. This brief historical review shows that *Haplocrinites* seems to have a wide geographical distribution (North America, Great Britain, Germany, Poland, Armorican Massif, Iberian peninsula, North Africa) and that it is represented by taxa with a somewhat restricted vertical range.

The anchoring device of *Ancyrocrinus* Hall, previously considered as a typical element of the North American fauna, was first identified in the Armorican Massif (Morzadec, 1967) and has recently been collected in the Cantabrian Mountains (RP). The grappels are not of high frequency in the fossil record of Brittany but they are a common element of the crinoid fauna of the upper Eifelian-lower Givetian. In Spain, a few specimens have been collected in Leon and Asturias but they seem to have a wider stratigraphical range than in the Armorican Massif.

From this short review, it appears that these two inadunate crinoids, readily identifiable, have an interest for stratigraphical purposes in the Ibero-Armorican domain; this is the main focus of this paper.

II. - SYSTEMATICS

In the study of the Armorican fauna, the different taxa have been already described in detail and compared with the previously defined species (Le Menn, 1985). The comparisons were based on data obtained from the types-specimens and additional material of *Haplocrinites mespiliformis* (Goldfuss) and specimens from Manlius (cotypes?) for *H. clio* (Hall). These revisions were necessary because the figurations of these two species were simply copies of the original figures, lacking precise informations on some morphological features. For these reasons, the descriptions given here will be limited to the most important characters for species discrimination, but new data and additional comments on some intra-specific variations will be provided. The material described and figured is stored in the Departamentado de Paleontologia at Oviedo (DPO), in the Geological Institute at Rennes (IGR) and in the Laboratory of Palaeontology at Brest (LPB). For synonymy, see Le Menn (1985).

Subclass INADUNATA, Wachsmuth & Springer, 1885.

Order DISPARIDA, Moore & Laudon, 1943.

Superfamily ALLAGECRINACEA, Carpenter & Etheridge, 1881.

Family HAPLOCRINITIDAE, Bassler, 1938.

Genus *HAPLOCRINITES*, Steininger, 1837.

Type-species *Eugeniocrinites mespiliformis*, Goldfuss, 1831.

HAPLOCRINITES BOITARDI (Rouault, 1947) (Pl. V, fig. 5-10)

MATERIAL: 8 specimens from the Rouault collections (IGR 11525-11532); 53 calyces from the Rade of Brest (LPB 9448-9452); 23 calyces from Asturias (DPO 14034-14052; LPB 9989-9990).

Description:

Aboral cup with parallel sides at the base, diverging from the BB-RR sutures; angular outline with prominent radial facets in oral view (fig. 1 c). Broad rounded flanges along the RR sutures. Oral pyramid relatively high, orals with a moderately concave external surface. Ornamentation of fine ribs perpendicular to sides of plates. BB small. C and E inferradials smaller than those of *H. mespiliformis*; B and E superradials quadrangular; C superradial five sided. A and D radials undivided, heptagonal. Central part of RR supporting angular articular facets, protruding and separated from lateral flanges by a furrow. Articular facet relatively narrow, cordiform; arm-furrows are "sword-blade" shaped. Oral external surface somewhat reduced and concave.

Discussion:

Measurements show that the different plate cycles of the cup have a size very close to those of *H. aremoricensis* Le Menn. Nevertheless *H. boitardi* is distinct from this species in having strong flanges between the radial facets, by the lesser height of the oral pyramid and by a more pronounced concavity on the external surface of the orals. *H. boitardi* is similar to *H. clio* (Hall). However *H. clio* is smaller in size, its flanges are not as well developed, the oral plates are less concave and there is a dominantly granular ornamentation.

H. mespiliformis (Goldfuss) is easily distinguishable from the Armorican taxa by a lower oral pyramid, by its high bowlshaped aboral cup with a pentagonal outline in oral view. *H. stellaris* (Roemer) shows marked differences with *H. boitardi* in the ratio of the oral-pyramid height/aboral-cup height; *H. stellaris* possesses a very high oral-pyramid with a very sharp summit and long narrow arm-furrows. The specimens figured by Termier & Termier (1950) and Le Maitre (1958) from North Africa have been assigned to *H. boitardi* on the occurrence of strong flanges with prominent articular facets, on the height of the oral pyramid, on the oral depression and on the arm-furrows shape.

Occurrence:

In the Armorican Massif, the species is known in numerous outcrops, but reference sections only are given here. Givetian; Lanvoy Formation: Goasquellou section (GO 38), L'Hôpital-Camfrout (Finistère); Kergarvan section (KE 3, KE 11), Plougastel-Daoulas (Finistère); Le Faou river, northern bank section (LF 1).

Givetian; Kergarvan Formation: Kergarvan section (KE 2, KE 25), Plougastel-Daoulas (Finistère); Goasquellou section (GO 39), l'Hôpital-Camfrout (Finistère). Givetian; La Potinais Formation: La Souriais, Guitté; La Ville-Bouteillé, La Ville-Blanche (Côtes du Nord); Le Clos Rozel, Médréac (Ille-et-Vilaine).

In the Cantabrian Mountains the species is known only in Asturias. Givetian-Frasnian; Candás Formation: La Regata and Beifar, Pravia. Frasnian, Piñeres Formation: El Truan and Aramar, Luanco.

In North Africa, it has been recorded West of Tiguelguemine on the road from Insalah to Arak, Fort Polignac (Northern border of the Hoggar Massif), Algeria; Givetian.

HAPLOCRINITES AREMORICENSIS

Le Menn, 1985
(Pl. V, fig. 11-14)

MATERIAL: 218 aboral cups from Brittany (LPB 9456-9465; 9865-9866).

Description:

Aboral cup cupuliform with sides diverging regularly from the base; oral pyramid quite as high as the calyx. Flanges along the radial sutures absent or sometimes individualized on gerontic specimens; stellate outline in oral view with concave sides between radial facets.

Outer surface of the oral faintly curved but without depression as in other species. Basal cavity subcylindrical with medium depth. Low BB; BC and CD basals are smaller. Inferradial small, C and E arched; superradial B, C and D high. Radials A and D not divided, heptagonal. Arms short, composed of two (or four?) brachials (fig. 1D).

Since the publication of the original description, a quite complete specimen, with arms and the proximal part of the column has been found and allows to complete this description. Proximal segment of the column is flat cone shaped, composed of 6 very thin ossicles concealed in the basal cavity. The first columnal has a diameter of 1.2 mm; the sixth has a reduced diameter of 0.4 mm. From the basal limit, the height of columnals is increasing up progressively but the diameter increase is very low. The stem is homeomorphic with high barrel shaped columnals. The articular facet of columnals in connection with the calyx have not been observed; many small isolated barrel shaped columnals occurring on the same surface where the cups have been collected, show a pentagonal lumen surrounded by low periluminal rim, a narrow areola and a crenularium of short crenulae. The articular facet exposed on the left side of the column at the level of the sixth columnal (Pl. V, fig. 12) may be assigned to *H. aremoricensis*.

Discussion:

As mentioned above, the comparisons show that the measurements of different plate cycles are very similar in both taxa *H. boitardi* and *H. aremoricensis*. The

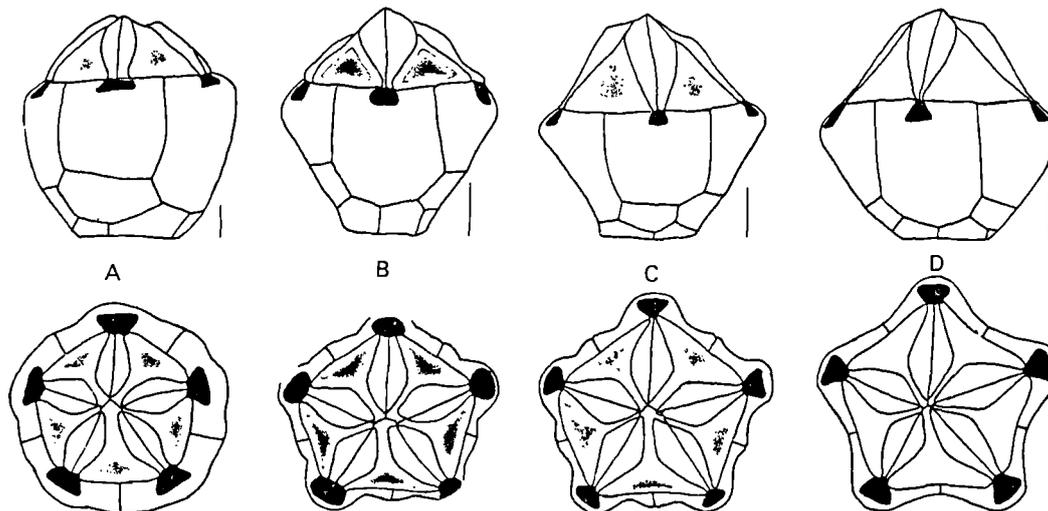


Fig. 1. - Comparative sketches of some *Haplocrinites* species in lateral (above) and oral (below) view showing morphological changes from Eifelian to Frasnian. A: *H. mespiliformis* (lectotype); B: *H. aff. mespiliformis*; C: *H. boitardi*; D: *H. aremoricensis*. Scale-bar: 1 mm; oral view orientation with CD interray down (Le Menn, 1985).

Fig. 1. - Schémas comparatifs de quelques espèces d'*Haplocrinites* en vue latérale (en haut) et orale (en bas) montrant les modifications morphologiques de l'Eifélien au Frasnien. A: *H. mespiliformis* (lectotype); B: *H. aff. mespiliformis*; C: *H. boitardi*; D: *H. aremoricensis*. Barre: 1 mm; vues orales orientées avec l'interrayon CD en bas de la figure (Le Menn, 1985).

last species is distinguished from *H. boitardi* by the absence of flanges along the radial sutures, by the stellate outline in oral view, by the lack of concavity on the external surface of the orals and by the sides diverging regularly from the base in lateral view. *H. aremoricensis* is easily distinguishable from *H. mespiliformis* on the height of the oral pyramid and the cup, which is bowl shaped on the type-species. *H. decipiens* Whidborne shows some affinities with *H. aremoricensis* in the stellate outline in oral view and in the absence of depression on the external surface of the orals. The low oral pyramid and the narrow rounded articular facet are the two main characters for the discrimination of both species. The lower part of the calyx is not preserved on the type of *H. decipiens* thus it is impossible to know all the features of this species; we think that this taxon may be restricted to its type. *H. clio* has a smaller and more rounded aboral cup with a subcylindrical base; the flanges along the radial sutures are individualized. The specimen figured as *H. aff. mespiliformis* by Gluchowski (in Racki et al. 1985, Pl. VII, fig. 13) in a preliminary note on the Givetian/Frasnian boundary from the Holy Cross Mountains of Poland may be assigned to *H. aremoricensis* (Gluchowski pers. comm.).

Occurrence :

Upper Givetian, Kergarvan Formation : Goasquellou section (GO 45), L'Hôpital-Camfrout (Finistère); Kergarvan section (KE 15, KE 22); Northwestern coast of the Porsguen beach (PO 14), Plougastel-Daoulas (Finistère).

HAPLOCRINITES AFF. MESPILIFORMIS (Goldfuss, 1831) (Pl. V, fig. 3-4)

MATERIAL : 24 calyces from the Armorican Massif (LPB 9453-9455).

Description :

Piriform to rounded bowl-shaped calyx, with a cylindrical base; deep basal cavity. BB and inferradial higher than in *H. aremoricensis* and in *H. boitardi*. Radial facet rounded to cordiform; area between radial facets convex with gentle flanges along radial sutures on a few specimens. Oral pyramid low; orals with deep concavity on external surface.

Discussion :

This species displays close affinities with *H. mespiliformis*: piriform to bowl-shaped calyx, low oral pyramid and deep concavity on the external surface of the orals. Nevertheless, all characters do not fit well with those of the type material and especially the articular facet which is narrower and more prominent on the Armorican specimens. The measurements and ratio

indicate that the size of thecal plates are intermediate between the two groups *mespiliformis* and *clio-boitardi* (fig. 1 B).

Occurrence :

Lower Givetian, Kerbelec Formation : Squiffiec section (SQ 20-21), Plougastel-Daoulas; Le Faou river, northern bank section (LF 3), Le Faou (Finistère).

HAPLOCRINITES s.p. A (Pl. V, fig. 1-2)

MATERIAL : 5 specimens from Brittany (LPB 9986-9988).

Description :

This species is poorly documented. Nevertheless it shows a small size, a bowl-shaped cup with narrow, prominent articular facets. Oral pyramid low; oral plates surface with a gentle concavity or without depression. Small flanges along radial sutures. The size and main aboral cup characters indicate that this taxon is closer to *H. clio* than to *H. mespiliformis*.

Occurrence :

Upper Eifelian, Saint-Fiacre and Quétern Formations : Goasquellou section (GO 29), L'Hôpital-Camfrout; Le Faou river, northern bank section (LA 21), Le Faou; North of Quétern pier (RO 25), Roscanvel (Finistère).

EVOLUTIONARY TRENDS IN THE GENUS HAPLOCRINITES

Comparisons between the main taxa are summarized on fig. 1. These sketches illustrate the evolution of some thecal elements from the Eifelian to the Frasnian. Four evolutionary trends may be pointed out :

- the increase of pyramid height appears the most evident. The ratio of pyramid-height/total cup-height increases regularly from 0.26 for *H. mespiliformis* to 0.41 in *H. aremoricensis*. In this taxon, the ratio reaches 0.5 and more for some specimens;

- the concavity of the oral plates between the arms-furrows reduces when the pyramid height increases. It is very deep on the Pelin's specimens (University of Liège collections) of *H. mespiliformis* and on *H. aff. mespiliformis*. It becomes shallower on *H. clio* and *H. boitardi* and disappears on *H. aremoricensis*;

- the aboral cup shape undergoes significant changes accompanying morphological evolution of the oral pyramid. In lateral view, the calyx evolves from a bowl (*H. mespiliformis*) to a conical shape (*H. aff. mespiliformis*) with more and more diverging sides (*H. aremoricensis*). In oral view, the rounded outline on the first

representative, tends to become pentagonal and then stellate with prominent radial facets ;

- the height of the inferradials B and C also reduces significantly from Eifelian to the Frasnian with consequent development of the superradials.

Order CLADIDA, Moore & Laudon, 1943.

Suborder DENDROCRININA, Bather, 1899.

Superfamily DENDROCRINACEA, Wachsmuth & Springer, 1886.

Family BOTRYOCRINIDAE, Bather, 1899.

Genus *ANCYROCRINUS*, Hall, 1862.

Type-species *Ancyrocrinus bulbosus*, Hall, 1862.

ANCYROCRINUS ARMORICANUS, Morzadec, 1967
(Pl. V, fig. 15-19)

MATERIAL : 41 holdfasts from the Armorican Massif (LPB 453-459 ; LPB 8973-8982 ; IGR 10000-10006) ; 6 holdfasts from the Cantabrian Mountains (DPO 14045-14050).

Description :

The species displays a stable pentamerous pattern with five expansions and a pentagonal lumen producing five spatulated canals. The biometric data on the Armorican material show a good correlation between the proximal diameter and the height of the holdfast (Le Menn, 1985, p. 93). The distal part is conical with a rounded end. The proximal facet is placed above the plane where the lateral appendages originate. The lateral processes are constituted by the proximal part of the cirri covered by a secondary stereom. The lateral processes are oriented upward ; their length is generally correlated with the height and diameter of the holdfast. The lateral processes taper distally ; they are pierced by an elliptical or bilobed axial canal. A single specimen possesses very long expansions and a flat bulb ; this specimen has been interpreted as a secondary holdfast. The proximal facet is provided with faint crenulae and seems to be ankylosed so that it is impossible to recognize the stem ossicles belonging to that crinoid. In the Cantabrian material on specimen (Pl. V, fig. 15) with along lateral process and a flat bulb may be also considered as a secondary holdfast.

Occurrence :

In the Armorican Massif holdfasts have been collected in numerous outcrops of the western part of Brittany (Finistère). The reference sections and the well known outcrops only are cited here. Upper Eifelian, Quétern Formation : North of Quétern pier (RO 25), Roscanvel ;

Goasquellou section (GO 29), l'Hôpital-Camfrout ; Le Faou river, northern bank section (LA 21). Givetian, Tibidy and Kerbélec Formations : Renard island (PE 20), Crozon ; Le Faou river, northern bank section (LA 13), Hanvec ; Goasquellou section (GO 35), L'Hôpital-Camfrout ; Squiffiec section (SQ 27), Plougastel-Daoulas (Finistère).

In Leon : Emsian, La Vid Formation, Valporquero ; Givetian, Portilla Formation : La Valcueva. In Asturias : Givetian-Frasnian, Candas Formation : El Tanqueru, Candas ; Collaju, Grado.

III. - STRATIGRAPHICAL DISTRIBUTION

In the literature, the occurrences of *Haplocrinites* have been recorded mostly from Middle Devonian strata. A few species have been described from the Silurian of Tennessee (Troost, 1849 ; Wood, 1909) and from the Carboniferous of Lancashire (de Koninck, 1869). Wood (1909, p. 25) stated that determinations of Troost's species were not accurate ; neither the descriptions nor the figurations contain arguments to assign these silurian taxa to *Haplocrinites*. The occurrence of the genus in the Silurian and the Carboniferous was also suspected by Moore *et al.* (1978).

1) Armorican Massif :

The coast line of the "Rade de Brest" provides us with good exposures for study of the stratigraphical distribution of the crinoids. The succession figured on the stratigraphic table has been established from the Goasquellou reference section where relatively undisturbed Upper Emsian to Middle Frasnian strata outcrop. The vertical range of the species is composite, based on occurrences in the Goasquellou section and complementary well correlated shorter sections (Le Menn, 1985, tab. 4).

Biostratigraphical data are mainly based on the conodont assemblages and the brachiopod faunas (Morzadec & Weyant, 1982 ; Brice & Morzadec, 1983). The Quétern Formation contains conodont species from the *ensensis* zone, Upper Eifelian-Lower Givetian. The brachiopods and particularly the rhynchonellids, show that the Givetian boundary may be traced at the base of the Tibidy Formation. The two following conodont zones, viz. the *varcus* and *hermanni-cristatus* zones, have been identified respectively in the Kerbelec and Kergarvan formations. The Givetian/Frasnian boundary cannot be placed precisely because the lowermost *assymmetricus* zone has not been determined ; the lower *assymmetricus* assemblage occurs only in the lower strata of the Traonliers Formation, so that the Frasnian is considered here to begin at the base of the unit. Other conodont zones are also present in the overlying formations but at present, no *Haplocrinites* calyces have been collected in the Traonliers Formation.

The first occurrence of *Ancyrocrinus armoricanus* has been reported in the basal limestone of the Quêlern Formation. The vertical distribution of this species may possibly extend into the Saint-Fiacre Formation. However, very few fossils have been found in the top of this last unit of shales with siliceous nodules. Thus, no data on the vertical range of this crinoid has been obtained in this layer. Holdfasts are found throughout the Quêlern Formation but they are more common in the lower half. Calyces of *Haplocrinites* sp. A have been collected also in the first limestones banks and in the shales of the upper half of the Quêlern unit. One occurrence in the Saint-Fiacre shales has been added to the former data; this taxon does not overlap the boundary between the Quêlern and Kersadiou Formations. Holdfasts of *A. armoricanus* are also absent in this last unit but the spe-

cies occurs higher in the succession; the association of both taxa is indicative of the upper Eifelian.

In the Tibidy Formation, dominated by sandy micaceous storm deposits with low taxa diversity, the presence of *Ancyrocrinus* was not recorded until recently; a few specimens have been collected at different levels of the unit. The Kerbelec Formation appears to be the most fossiliferous layer with common *A. armoricanus* specimens; the holdfasts occur in the two lower thirds of this unit but none have been discovered in the upper shales. So the gross range of *A. armoricanus* covers the Quêlern, Kersadiou and the two thirds of the Kerbelec Formations but it may begin earlier in the top of the Saint-Fiacre Formation. Calyces of *H. aff. mespiliformis* are not present in the Goasquellou section but complementary data have been obtained in the Squiffiec-

STAGES	ARMORICAN MASSIF					CANTABRIAN MOUNTAINS				
	FORMATIONS	<i>Haplocrinites</i> sp. A	<i>H. aff. mespiliformis</i>	<i>H. boitardi</i>	<i>H. aremoricensis</i>	FORMATIONS	<i>A. armoricanus</i>	<i>H. boitardi</i>	FORMATIONS	<i>A. armoricanus</i>
L. FRASNIAN	TRAONLIORS					PINERES			NOCEDO	
	KERGARVAN					CANDAS			PORTILLA	
GIVETIAN	LANVOY									
	KERBELEC									
	TIBIDY									
EIFELIAN	KERSADIOU				NARANCO			HUERGAS		
	QUELERN									
	SAINT-FIACRE									
U. EMSIAN	BOLAST				MONIELLO			SANTA LUCIA		
								LA VID		

Fig. 2. - Stratigraphical range of the taxa discussed in the text.

Fig. 2. - Répartition stratigraphique des espèces discutées dans le texte.

Kergarvan section. The taxon is represented in the base and the middle part of the Kerbélec Formation where it occurs with *A. armoricanus*; its upper limit is not well documented in the upper shales but it seems to coincide with the one of *A. armoricanus*.

In the Goasquellou section, the Lanvoy sandstones show sharp contact with the upper shales of the Kerbélec unit, indicating drastic changes in the sedimentation. In the other sections, the sedimentation appears more progressive with transitionnal beds. The sandstones have a special facies without apparent bedding and a weathered bowl shaped aspect. This facies is quite barren; only rare brachiopods and creeping auloporid corals are present. The fauna becomes more abundant and diversified in the upper part, composed of well bedded sandstones. The first occurrence of *H. boitardi* is known in the middle part of the formation, which contains calcareous lenses. The species extends in the base of the Kergarvan Formation where its calyces are frequent; the species does not reach its upper third. *H. aremoricensis* appears only in the last five meters of the Kergarvan Formation where its calyces are frequent; the species does not cross the limit of the Traonlors Formation. No aboral cups referable to *Haplocrinites* have been collected in the base of this lithostratigraphic unit so that this last species may be considered to be limited to the top of the Givetian in the Armorican Massif.

In the central part of the Armorican Massif i.e., the Ménez-Bel Air region (West of Rennes), the Middle Devonian Potinais Formation is poorly exposed with a dominantly shaly facies containing some calcareous and sandy beds. Only *H. boitardi* has been identified in a few localities of this area, where its type material was collected by Rouault (1847).

2) Cantabrian Mountains :

The Devonian succession in the Asturoleonese area shows a shallow marine facies with reefal characters in some layers. It is composed mainly of limestones and marls alternating with detrital sandy formations. The calcareous units contain a rich benthic epifauna in which crinoids are represented by well preserved calyces, dissociated columnals, holdfast and isolated plates. In contrast, scarce benthic organisms occur in the sandy levels (Naranco, Huergas, Nocado, Pineres and Fueyo Formations) due to unfavorable environmental conditions.

The lithostratigraphic units used herein are those established by Barrois (1882) for the Northern slope and by Comte (1959) for the Leon area. The stratigraphic attributions and correlations are based on the data of Garcia-Alcalde and al. (1979).

In South Leon, the first occurrence of *Ancyrocrinus armoricanus* has been reported from the top of the La Vid Group in a sequence of limestones and marls interbedded with shales. This species is absent in the Santa-Lucia and Huergas Formations. Holdfasts of this taxon have been recorded again in the basal limestones of the Portilla Formation; this is the highest occurrence of the species in the southern slope. *Haplocrinites* is totally unknown in this area.

In the Asturian slope, *A. armoricanus* anchorages occur for the first time just above the limit between the Naranco and Candas Formations in the detrital banks where the carbonate fraction increases gradually. Then, the holdfasts are not present until the uppermost massive limestones layers of this formation. Calyces of *H. boitardi* come from two levels: the base of Candas Formation where they are associated with the anchors of *Ancyrocrinus*, and the lowermost beds of the Pineres Formation; in the interval no aboral cup have been collected.

Discussion :

The vertical distribution of the taxa which are common to the regions discussed here shows some differences. In the Asturoleonese area *Ancyrocrinus armoricanus* appears earlier in the upper Emsian and reaches higher in the Frasnian. In the Armorican Massif the first occurrence of *A. armoricanus* has been recorded in the Upper Eifelian but data on the crinoid fauna in the lower levels (Saint-Fiacre Formation) are scarce. Nevertheless *A. armoricanus* has not been identified in the Upper Emsian, which contains a rich diversified benthic fauna.

Haplocrinites boitardi shows a wider range in Asturias than in Brittany. The first occurrence of this taxa in Spain is located at the same level as in the Armorican Massif but its upper boundary reaches the Lower Frasnian. At present the co-occurrence of *A. armoricanus* and *H. boitardi* has not been observed in Brittany. The vertical range of the latter species does not extend into the Upper Givetian where it is replaced by *H. aremoricensis*. These new data show that *A. armoricanus* and *H. boitardi* persisted later in the Cantabrian Mountains.

CONCLUSIONS

The occurrence of common Middle Devonian taxa in the two areas of the Ibero-Armorican province during the Middle Devonian has been reported for a few invertebrate groups: trilobites, corals, brachiopods (Morzadec & Arbizu, 1978; Soto, 1978; Rachebœuf, 1981). The crinoids are now added to these invertebrates but we cannot conclude at present that there are strong affinities between the crinoid faunas of the both areas. For instance, the cupressocrinitids which are frequent in the Middle Devonian of the Cantabrian Mountains are unknown in the Armorican Massif.

In the two studied areas, *Ancyrocrinus armoricanus* is well represented and occur in a stratigraphic level ranging from the top the Emsian to the lower Frasnian. In Brittany, its association with *Haplocrinites sp.* *A* may be used for age discrimination between Eifelian and Givetian. The *Haplocrinites* taxa succession also brings data for identification of stratigraphic levels within the Middle Devonian. The large geographical distribution of these minute inadunates in North America, Great Britain, Germany, Poland, Brittany, Spain and North Africa shows that they possess a potential value for biostratigraphical purposes in the Middle Devonian and the Frasnian.

REFERENCES

- 1) BARROIS C. (1882). – Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord*, n° 2, p. 1-260, 20 pl.
- 2) BATHER F.A. (1900). – The Crinoidea in LANKASTER E.R. (ed.) Treatise on zoology. *Adam & Black*, p. 94-204, London.
- 3) BRICE D. & MORZADEC P. (1983). – *Rhynchonellida* (Brachiopodes) du Dévonien moyen et supérieur de la rade de Brest (Massif armoricain). *Geobios*, n° 16, fasc. 5, p. 549-581, 3 pl.
- 4) COMPTE P. (1959). – Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mém. Institut. géol. min. Espana*, t. 60, 140 p.
- 5) DE KONINCK L. (1869). – Sur quelques échinodermes remarquables des terrains paléozoïques. *Bull. Acad. roy. Belgique*, ser. 2, v. 28, p. 544-552.
- 6) GARCIA-ALCALDE J.L., ARBIZU M., GARCIA-LOPEZ S. & MENDEZ-BEDIA I. (1979). – Field trip Meeting of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy, Guidebook. *Serv. Publ. Univ. Oviedo*, 131 p.
- 7) GOLDFUSS F.A. (1826-1833). – Petrefacta germaniae. II Radiariorum reliquae. *Arnz & Co*, v. 1, p. 115-221, pl. 49-64, Düsseldorf.
- 8) GOLDRING W. (1923). – The Devonian crinoids of the State of New York. *Mem. New York State Mus.*, n° 16, 670 p., 60 pl.
- 9) HALL J. (1862). – Preliminary notice on some of the species of Crinoidea known in the Upper Helderberg and Hamilton Groups of New York. *New York State Cab. Nat. Hist., Ann. Rep.*, n° 15, p. 115-153, 2 pl.
- 10) LE MAITRE D. (1958). – Contribution à l'étude des faunes dévoniennes d'Afrique du Nord: I Echinodermes. *Trav. Serv. géol. Algérie*, n.s., v. 20, p. 115-154, 3 pl.
- 11) LE MENN J. (1985). – Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 30, 268 p., 39 pl.
- 12) MOORE R.C., LANE N.G., STRIMPLE H.L., SPRINKLE J. & FAY R.O. (1978). – Inadunata in MOORE & TEICHERT (ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology. *Univ. Kansas & Geol. Soc. Amer.*, T, p. 520-759, Boulder & Lawrence.
- 13) MOORE R.C. & LAUDON L.R. (1943). – Evolution and classification of paleozoic Crinoidea. *Geol. Soc. America. Spec. Pap.*, v. 46, 153 p., 14 pl.
- 14) MORZADEC P. (1967). – Sur la présence du genre *Ancyrocrinus*. HALL, 1862 (Crinoïde) dans le Dévonien moyen du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, n.s., p. 26-32, 1 pl.
- 15) MORZADEC P. & ARBIZU M. (1978). – *Kayserops ? cantarmoricus*, nov. sp., Trilobite du Dévonien moyen armoricain et cantabrique. *Geobios*, n° 11, p. 925-931, 1 pl.
- 16) MORZADEC P. & WEYANT M. (1982). – Lithologie et Conodontes, de l'Emsien au Famennien, dans la rade de Brest (Massif armoricain). *Geologica & Palaeontologica*, v. 15, p. 27-46, 4 pl.
- 17) RACHEBŒUF P.R. (1981). – Chonétacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° 27, 294 p., 35 pl.
- 18) RACKI G., GLUCHOWSKI E. & MALEC J. (1985). – The Givetian to Frasnian succession at Kostomloty in the Holy Cross Mountains and its regional significance. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, v. 33, n° 3-4, p. 159-171, 12 pl.
- 19) ROEMER C.F. (1844). – Das rheinische Uebergangsgebirge. *Hahn (Vlg.)*, 96 p., 6 pl., Hannover.
- 20) ROUAULT M. (1847). – Catalogue des fossiles du terrain paléozoïque des environs de Rennes. *Bull. Soc. géol. France*, t. 2, n° 2, p. 320-323.
- 21) SANDBERGER G. & SANDBERGER F. (1856). – Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, mit einer kurz gefassten Geologie des Gebietes und mit steter Berücksichtigung analoger Schichten anderer Länder. *Kreidel (Vlg.)*, 524 p. pl. 1-41, Wiesbaden.
- 22) SCHULTZE L. (1867). – Monographie der Echinodermen des Eifeler Kalkes. *Denkschr. K. Akad. Wiss. Math. Naturwis.*, v. 26, p. 113-230, 13 pl.
- 23) SOTO F. (1978). – *Crassicynchus* n. gen. (Coelenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantabrica (NW de Espana). – *Trab. Geologia*, n° 10, p. 425-433, 1 pl.
- 24) STEININGER J. (1837). – (sans titre). *Bull. Soc. géol. France*, v. 8, p. 230-232.
- 25) TERMIER H. & TERMIER G. (1950). – Paléontologie marocaine. II - Invertébrés de l'ère primaire: Crinoïdes. *Hermann & C^e (édit.)*, v. 4, p. 83-93, pl. 108-128, Paris.
- 26) TROOST G. (1849). – List of echinoderms of the state of Tennessee. *Proc. Amer. Journ. Science*, serv. 2, v. 8, p. 419-420.
- 27) UBAGHS G. (1953). – Classe des Crinoïdes in Piveteau (ed.). *Traité de Paléontologie. Masson*, t. 3, p. 658-773, Paris.
- 28) WELLER S. (1900). – The paleontology of the Niagaran Limestones in the Chicago area; the Crinoidea. *Chicago Acad. Sci., Nat. Hist. Bull.*, v. 4 pt. 1, 152 p., 15 pl.
- 29) WHIDBORNE G.F. (1895). – A monograph of the Devonian fauna of the South of England: the fauna of the limestones of Lummaton, Wolborough, Chircombe Bridge and Chudleigh. *Palaeontographical Soc.*, v. 2, pt. 4, p. 189-213, pl. 21-24.
- 30) WOOD E. (1909). – A critical summary of Troost's unpublished manuscript on the crinoids of Tennessee. *Bull. U.S. Nat. Mus.*, n° 64, 115 p., 15 pl.

PLATE V

Fig. 1-2. - *Haplocrinites sp.A*: Quêlern Formation, Upper Eifelian.

1. - Lateral view of calyx and oral pyramid; CD inter-ray. x 7; LPB 9986. North of Quêlern pier (RO 25), Roscanvel, Finistère.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale; interrayeron CD.
2. - Lateral view of calyx and oral pyramid; B ray. x 10.; LPB 9988B. Le Faou river section (LA 21), Hanvec, Finistère.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale; rayon B.

Fig. 3-4. - *Haplocrinites aff. mespiliformis* (Goldfuss); Kerbellec Formation, Givetian. Squiffiec section (SQ 20-21), Plougastel-Daoulas, Finistère.

3. - Lateral view of calyx and oral pyramid, note the deep concavity on the orals; D ray. x 7.5; LPB 9453A.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale, noter la profonde concavité des orales; rayon D.
4. - Lateral view of calyx and oral pyramid with concave oral surface; AE interrayer. x 10; LPB 9455A.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale à surface concave.

Fig. 5-10. - *Haplocrinites boitardi* (Rouault).

5. - Basal view of aboral cup showing flanges along radial sutures. x 5; DPO 14034. Pineres Formation, Frasnian. El Truan, Luanco, Asturias. Roscanvel, Finistère.
Vue aborale du calice montrant les bourrelets le long des sutures radiales.
6. - Oral view showing well developed flanges on the radial sutures. x 7.5; DPO 14042. Candas Formation (basal part); Givetian. La Regata (C43), Pravia, Asturias.
Vue orale montrant les bourrelets bien développés le long des sutures radiales.
7. - Oral view of oral pyramid. x 7.5; DPO 14035. Pineres Formation, Frasnian. El Truan (C89), Luanco, Asturias.
Vue orale de la pyramide.
8. - Lateral view of calyx with well developed flanges and oral pyramid; C ray. x 7.5; IGR 11525, lectotype. Potinais Formation (?); Gahard, Ille-et-Vilaine.
Vue latérale du calice à bourrelets bien développés; rayon C.
9. - Lateral view of well preserved specimen showing ornamentation; E ray. x 7.5; DPO 14036. Pineres Formation; Frasnian. El Truan (C89), Luanco, Asturias.

Vue latérale d'un calice bien conservé montrant l'ornementation; rayon E.

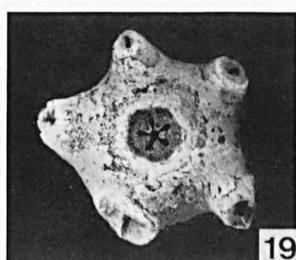
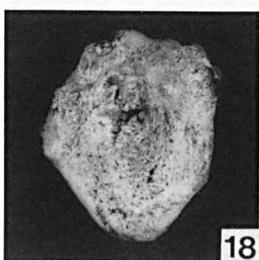
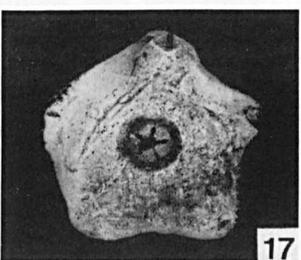
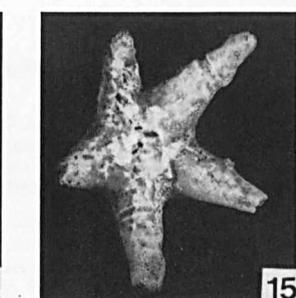
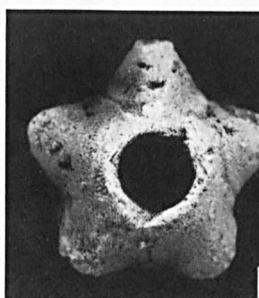
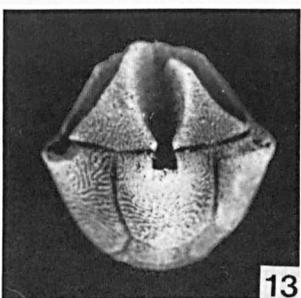
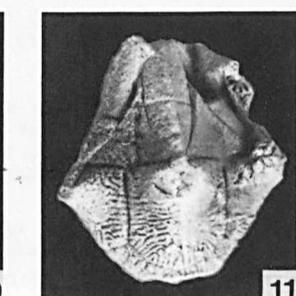
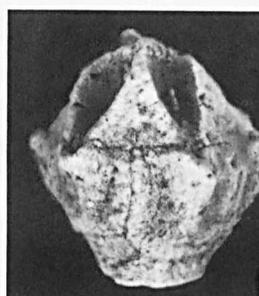
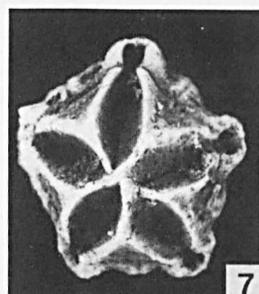
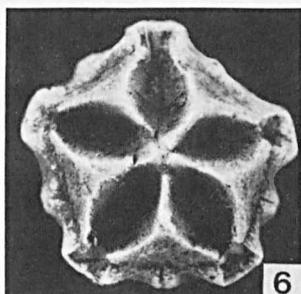
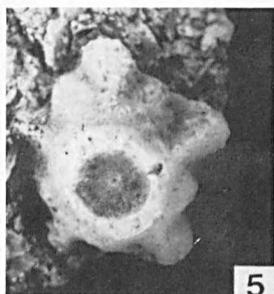
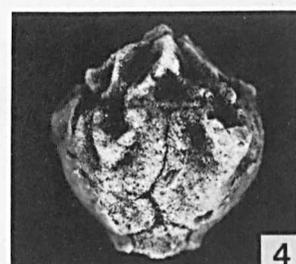
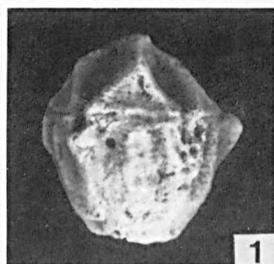
10. - Side view of calyx and oral pyramid; A ray. x 10; LPB 9989A. Candas Formation (Pentamerid bed), Givetian. Playa Aramar, Luanco, Asturias.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale; rayon A.

Fig. 11-14. - *Haplocrinites aremoricensis* (Le Menn). Upper Kergarvan Formation; Upper Givetian.

11. - Lateral view of a calyx with the arms in place; A ray. x 7.5; LPB 9456C. North-west of Porsguen beach (PO 14), Plougastel-Daoulas, Finistère.
Vue latérale d'un calice pourvu de bras en place; rayon A.
12. - Complete crown with proximal part of the column; A ray. x 5; LPB 9865. Goasquellou section (GO 45), L'Hopital-Camfrout, Finistère.
Couronne complète et partie proximale du pédoncule; rayon A.
13. - Lateral view of calyx and oral pyramid, C ray; note the absence of flanges on the radial sutures. x 7.5; LPB 9564B, holotype. North-west of Porsguen beach (PO 14), Plougastel-Daoulas, Finistère.
Vue latérale du calice et de la pyramide orale, rayon C; noter l'absence de bourrelet sur les sutures des radiales.
14. - Basal view of aboral cup; note the absence of flanges between the prominent radial facets. x 7; LPB 9457E. North-west of Porsguen beach (PO 14), Plougastel-Daoulas, Finistère.
Vue aborale du calice; noter l'absence de bourrelet entre les facettes proéminentes des radiales.

Fig. 15-19. - *Ancyrocrinus armoricanus* (Morzadec).

15. - Small holdfast with long grapnels. x 1.5; DPO 14045. Portilla Formation, Givetian. La Valcueva (L 17), Leon.
Petite ancre pourvue de longs crampons.
- 16-17. - Lateral and proximal view of holdfast with broken grapnels. x 1.5; DPO 14047. El Tranqueru, Candas, Asturias.
Vue latérale et vue proximale d'une ancre à crampons brisés.
18. - Lateral view of large specimen; lateral process broken. x 0.75; DPO 14048. Limit Naranco/Candas Formations, Givetian. Collaju (K 20), Grado, Asturias.
Vue latérale d'un exemplaire de grande taille; crampons brisés.
19. - Proximal view of holdfast with quite complete lateral process. x 2; IGR 10002, holotype. Kerbellec Formation, Givetian. Squiffiec section (SQ 27), Plougastel-Daoulas, Finistère.
Vue proximale d'une ancre pourvue de crampons quasiment complets; holotype.



Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la Vallée de la Hulle, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne)

An incomplete section in the Mondrepuis Formation in the Hulle Valley in the NE rim of the Rocroi Massif (Ardenne)

par B. MILHAU (*), D. BRICE (*) et F. MEILLIEZ (**)

(Planche VI)

Résumé. – Dans la série transgressive du Dévonien inférieur de l'Ardenne méridionale, les Schistes de Mondrepuis représentent le premier niveau franchement marin. Ses mauvaises conditions d'affleurement habituelles font de la coupe partielle du Pont-Collin, dans la vallée de la Hulle, un jalon intéressant dans la connaissance de cette unité stratigraphique fossilifère.

La variété des taxons qui y sont rencontrés (ostracodes, brachiopodes, bryozoaires, crinoïdes, trilobites, tentaculites, bivalves) conduisent à envisager un milieu littoral à salinité localement anormale.

Abstract. – In the southern Ardenne Lower Devonian lies a transgressive series upon the deformed Lower Paleozoic of the Rocroi Massif. Above the coarse clastics of the Fépin Formation, the Mondrepuis Slates represent the first fully marine deposits. Usually these yield poor exposures. So, the Pont-Collin section, across the Hulle valley is an interesting additional site with both marine and brackish fossils.

Various taxa are present within only 3 samples: ostracods, brachiopods, bryozoans, crinoids, trilobites, tentaculites, molluscs. They give the series an early, but not basal, Lower Gedinian age (roughly equivalent to Lower Lochkovian). The section might have accumulated in a nearshore environment locally with abnormal salinity.

INTRODUCTION

En Ardenne, le paléozoïque inférieur du Massif de Rocroi est recouvert en discordance par la série du Dévonien inférieur désignée régionalement par le nom de Gedinien (Gosselet, 1888; Asselberghs, 1946; Beugnies, 1963), ou, conformément à la nomenclature stratigraphique internationale (Hedberg, 1979), en l'absence de stratotype, par les termes de « Couches de Gedinne ».

En bordure nord du Massif de Rocroi, les Couches de Gedinne débutent avec une trilogie bien contrastée, dont les caractères peuvent être résumés de la façon sui-

vante, de haut en bas (Godefroid, 1982; Meilliez, 1984):

– *Schistes et Grès d'Oignies* (400 m): schistes et siltites lie-de-vie, se débitant en grandes plaques régulières, intercalés de corps gréseux grossiers, plus ou moins feldspathiques, gris-vert, clairs (dlc in Beugnies et Waterlot, 1965).

– *Schistes de Mondrepuis* (200 à 250 m): schistes gréseux à débit fruste, à teinte d'altération jaune verdâtre, contenant des lentilles de siltites noires et des lentilles gréso-carbonatées à contours diffus; série fossilifère (dlb in Beugnies et Waterlot, 1965).

– *Formation de Fépin* (0 à 50 m): grès grossiers en bancs métriques, intercalés de quelques lits de schistes gréseux, alter-

(*) B. Milhau et D. Brice: Laboratoire de Géologie (Greco 7 du CNRS), Faculté Libre des Sciences, 13, rue de Toul, F - 59046 Lille Cedex (France).

(**) F. Meilliez: Laboratoire de Géologie, Université du Maine, route de Laval, F - 72017 Le Mans Cedex.

Note présentée le 9 décembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 novembre 1988.

nant à la base avec des bancs conglomératiques (dla in Beugnies et Waterlot, 1965).

Les Schistes de Mondrepuis, dominés par les argiles, affleurent habituellement dans des conditions très difficiles, de sorte qu'aucune coupe complète n'a jamais pu être décrite. Une nouvelle coupe partielle vient d'être observée dans la vallée de la Hulle, au NW de Willerzie. Son avantage est de présenter la base de la série sous un faciès différent de celui de la vallée de la Meuse; ce faciès est très fossilifère.

Les Schistes de Mondrepuis constituent le premier niveau franchement marin de la série transgressive. Leur contenu fossilifère avait justifié une analyse biostratigraphique détaillée (Gosselet, 1888; Asselberghs, 1930, 1946). La présence de nombreux ostracodes y était rapportée, sans description spécifique. La coupe du Pont-Collin, dans la vallée de la Hulle, en est particulièrement riche.

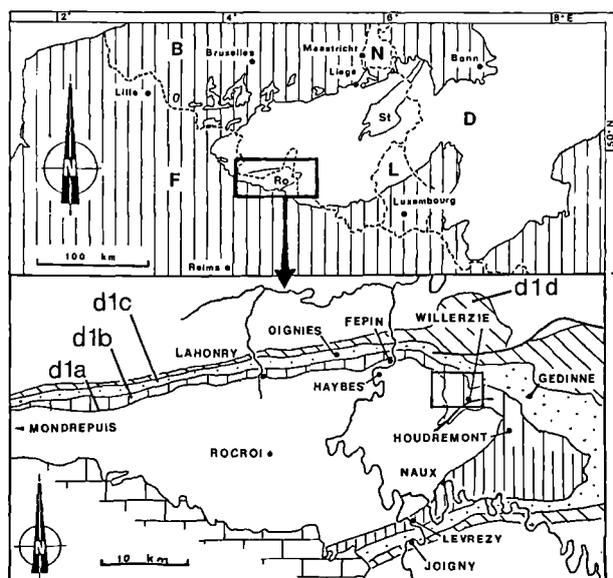


Fig. 1. - Les bordures du Massif de Rocroi (redessiné d'après la carte d'Asselberghs, 1946).

Le Massif de Rocroi est formé de Paléozoïque inférieur (blanc). Il est délimité par le Mésozoïque au SW, et ailleurs par les Couches de Gedinne (dla, dlb, dlc, dld), dont le faciès et la puissance changent «à la latitude d'Houdremont». L'encadré de Willerzie situe la figure 2.

Fig. 1. - The rims of the Rocroi Massif (redrawn from Asselberghs' (1946) map).

The deformed Lower Paleozoic of the Rocroi Massif (white) is surrounded by an unconformity. On the SW lies mesozoic cover of the Paris Basin. Elsewhere lie the Gedinne Beds (dla, dlb, dlc, dld), that encompass a lateral facies change on either side of Houdremont area. Figure 2 is located by the frame around Willerzie.

I. - CADRE GÉOLOGIQUE (F.M.)

Asselberghs (1946) avait montré que la trilogie décrite en bordure nord du Massif de Rocroi se conservait en bordure sud, mais en changeant de faciès «à la latitude d'Houdremont» (fig. 1). Au NE du Massif de Rocroi, la Hulle matérialise la frontière franco-belge. Le fond de la vallée est situé environ 70 m en contrebas du plateau. La coupe étudiée est transversale à la vallée (fig. 2): elle débute au contact, observé, avec la Formation de Fépin sous-jacente, en rive gauche; elle se termine à proximité du contact, non observé, avec les Schistes d'Oignies sus-jacents (fig. 3).

Cette coupe est structurellement estimée comme continue car les pendages et les polarités des lits gréseux sont identiques sur les deux rives de la Hulle (Meilliez, à paraître). Sur la carte à 1:25 000 de l'Institut Géographique National (édition de 1979: feuille 3008 Ouest), elle est localisée entre les lieux-dits le Pré Mousdris (X = 777,500; Y = 1259,150) et la carrière abandonnée du Pont-Collin (X = 777,975; Y = 1259,475). Ce tronçon ne couvre qu'un peu plus de la moitié de la série, qui peut être complétée latéralement vers le Sud, par des affleurements de bonne qualité mais rares.

Le terme inférieur de cette coupe (lieu-dit Pré Mousdris sur les cartes IGN à 1:25 000) montre une stampe finement stratifiée de siltites bleu noir, pyriteuses, renfermant de minces (2 à 4 cm) lentilles gréseu-carbonatées très fossilifères: brachiopodes, crinoïdes, ostracodes, bivalves, tentaculites, bryozoaires, fragments de trilobite, radioles et fragments de végétaux. La préservation de certains fossiles était suffisamment bonne pour y entreprendre une étude taxonomique (échantillons de terrain C1431, C1433, C1434).

II. - PALÉONTOLOGIE

A) OSTRACODES (B.M.)

L'échantillon C1434 a livré plus de 70 ostracodes, essentiellement sous forme de moules internes.

1. - Etude systématique

Superfamille BEYRICHIOIDEA Matthew, 1886

Famille KLOEDENIIDAE Ulrich & Bassler, 1923
sensu Abushik, 1971

Genre *CARINOKLOEDENIA* Abushik, 1971

Espèce-type: *Carinokloedenia carina* Abushik, 1971

CARINOKLOEDENIA SPINOSA (Fuchs, 1919)

(Pl. VI, fig. 7 à 9)

MATÉRIEL: C1434: 35 individus ou fragments, juvéniles et adultes, hétéromorphes et tecnomorphes, sous forme de moules externes et internes souvent endommagés.

Discussion

Deux spécimens qui semblent présenter des carènes au-dessous de la frange médio-ventrale et un individu qui pourrait présenter un lobe L2 ornementé, permettent l'attribution de ces formes au genre *Carinokloedenia*. Groos-Uffenoerde (1986) a placé *Kloedenia lievinensis* Barrois, Pruvost et Dubois, du Dévonien inférieur de l'Artois, en synonymie avec *C. spinosa*. Par la frange médio-ventrale généralement plus petite, souvent plus en forme de lobe que d'expansion falciforme, et par des lobes distincts (dont le lobe L2 parfois plus globuleux), certains spécimens, rencontrés ici, posent à nouveau le problème d'une relation étroite entre *K. lievinensis* (= *C. spinosa*) et *Zygobeyrichia onusta* (Kumerow, 1953) (voir discussion Groos-Uffenoerde, 1986, p. 178).

Répartition

Dévonien inférieur (Gedinnien) de l'Artois (Groos-Uffenoerde, 1986), de l'Ardenne (Asselberghs, 1930), du

Massif Schisteux Rhénan (Stoltidis, 1972), de Pologne (Nehring, 1973), de Podolie et de Moldavie (Abushik, 1971 ; Abushik et Trandalifova, 1977).

Superfamille KLOEDENELLOIDEA
Ulrich & Bassler, 1908

Famille KLOEDENELLIDAE.
Ulrich & Bassler, 1908

Genre *POLONIELLA* Guerich, 1896

Espèce-type : *Poloniella devonica* Guerich, 1896

POLONIELLA sp.
(Pl. VI, fig. 11)

MATÉRIEL : C1434 : 19 spécimens, tous juvéniles avec 4 stades larvaires observés, et quelques fragments d'adultes. Mis à part 2 individus très mal conservés, il s'agit uniquement de moules internes.

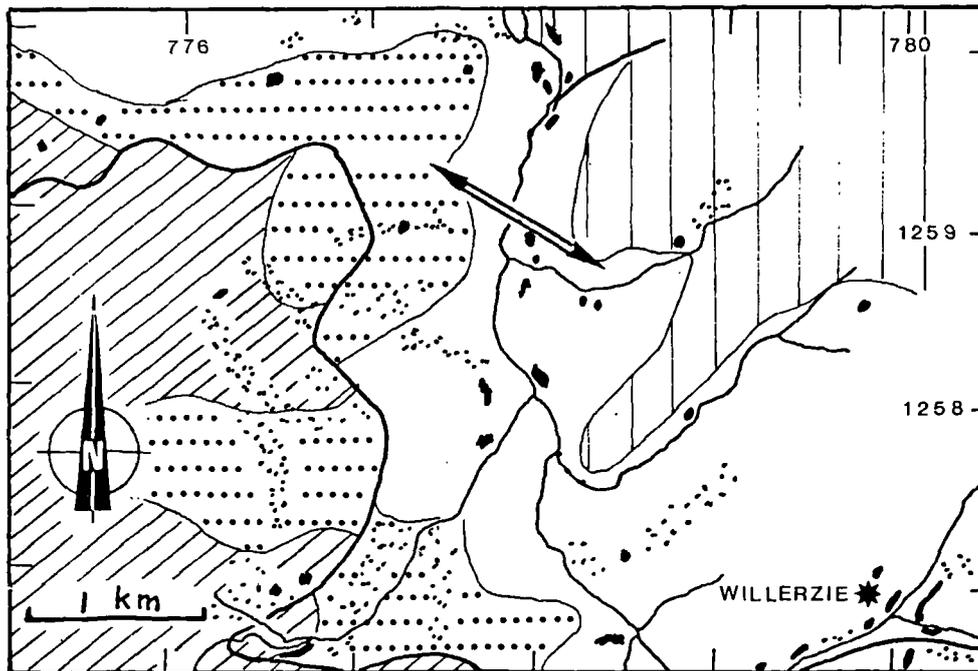


Fig. 2. - Carte géologique révisée de la vallée de la Hulle (d'après Meilliez, à paraître).

Le Paléozoïque inférieur (hachuré oblique) du Massif de Rocroi est recouvert par les Couches de Gedinne, qui comportent ici, de bas en haut : la Formation de Fépin (dla, pointillé régulier), les Schistes de Mondrepuis (dlb, blanc), les Schistes et Grès d'Oignies (dlc, hachuré vertical). Le double trait fléché situe la coupe étudiée. Les affleurements sont indiqués en fonction de leur qualité : bonne = tâches noires ; moins bonne = pointillé irrégulier.

Fig. 2. - Revised geological map of the Hulle Valley (Meilliez, to be published).

The Lower Paleozoic (oblique hatch) of the Rocroi Massif is unconformably overlain by the Gedinne Beds. From bottom to top in this area, these beds are represented by the Fépin Formation (dla, standard stipple), the Mondrepuis Slates (dlb, white), the Oignies Slates and Sandstones (dlc, vertical hatch). The twice-arrowed bar locates the studied section. Outcrops are indicated according to their quality of exposure : good = black spots ; poor = irregular stipple.

Discussion

Le premier stade larvaire regroupe 4 individus aux sillons et lobes subverticaux. Le sillon postérieur (S3) est étroit, parfois faiblement marqué, tandis que le sillon antérieur (S1) est large et profond ; ils ne se rejoignent pas médio-ventralement. L'espèce est donc très proche de *P. richteri* (De Koninck, 1976) du Gedinnien de l'Artois. Pourtant, parmi les individus du dernier stade larvaire, 3 spécimens montrent des lobes et des sillons un peu obliques, un peu plus incurvés, ce qui n'est pas sans rappeler *P. oleskoiensis* (Neckaja, 1960) du Dévo-nien inférieur de Podolie. Signalons que sur 4 individus, S1 et S3 ne se rejoignent pas médio-ventralement à la valve droite mais semblent juste se toucher à la valve gauche. Enfin, 2 individus ont un S3 très faiblement marqué.

Superfamille HEALDIOIDEA Harlton, 1933

Famille HEALDIIDAE Harlton, 1933

Genre *CYTHERELLINA* Jones et Holl, 1869

Espèce-type : *Cytherellina siliqua* (Jones, 1855)

CYTHERELLINA sp.

(Pl. VI., fig. 10)

MATÉRIEL : C1434 : 7 moules internes mal préservés.

Discussion

On peut reconnaître sur ces moules internes des sillons correspondant à des épaissements de valves. Groos-Uffenorde (1986) attribue ces formes à *C. jonesii* (De Koninck, 1876), espèce fréquente dans le Gedinnien de France, de Belgique et d'Allemagne.

OSTRACODA *indet.*

- Un moule interne de grande taille (1, 4 mm) et 2 fragments d'un ostracode (lisse ?) de forme oblongue, à bord ventral rectiligne présentant l'amorce d'un sillon subvertical un peu en avant de la moitié de sa longueur.

- Un moule interne d'un ostracode ornementé présentant un bourrelet adventral le long des bords libres et une « lobation » centrale légèrement décalée vers le bord dorsal et le bord postérieur.

2. - Conclusion

L'association à *Carinokloedenia*, *Poloniella* et *Cytherellina* connue en Artois, en Ardenne, dans le Massif Schisteux Rhénan et en Pologne permet de proposer un âge gedinnien inférieur (mais non basal) pour cet échantillon schisto-sableux (C1434).

L'abondance de *Carinokloedenia spinosa* par rapport aux autres espèces (35 pour un total de 70 ostracodes) laisse supposer un milieu à salinité anormale.

B) BRACHIOPODES (D.B.)

La description de cette faunule de Brachiopodes a été entreprise surtout en raison de la rareté des faunes fossiles signalées jusqu'ici dans ces horizons. Il faut toutefois se garder d'oublier dans la prise en compte des données paléontologiques suivantes que celles-ci sont établies à partir d'un petit nombre de spécimens, souvent fragmentaires et presque uniquement conservés à l'état de mou-lages ou d'empreintes.

1) Etude systématique

Superfamille ORTHOIDEA Woodward, 1852

Famille PROSCHIZOPHORIIDAE Boucot,
Gauri & Johnson, 1966

Genre *PROSCHIZOPHORIA* Maillieux, 1912

Espèce-type : *Orthis personata* Zeiler, 1857

PROSCHIZOPHORIA sp.

(Pl. VI, fig. 1 à 3)

MATÉRIEL : C1434' : 2 moules internes de valve pédonculaire et 3 moules internes de valve brachiale tous très incomplets. C1431 : 1 moule interne de valve pédonculaire et 1 moule interne de valve brachiale incomplet.

Discussion

Ces moules internes sont rapportés au genre *Proschizophoria* en raison de la forme subtriangulaire, légèrement cordiforme, de leur champ musculaire ventral et de l'aspect trilobé du processus cardinal. Toutefois l'aspect quadripartite du champ musculaire dorsal ne s'observe pas ou très difficilement chez ces spécimens. Ces restes, trop fragmentaires ne peuvent être déterminés spécifiquement. En raison de leur taille relativement petite et de l'aspect de leur champ musculaire dorsal, ils seront rapprochés de spécimens trouvés en Nouvelle Ecosse (Boucot, 1960a, fig. 4-6) dans des niveaux d'âge présumé gedinnien (Boucot, 1960b, p. 131) ou encore d'exemplaires des Schistes de Muno, en Ardenne, figurés par Boucot (1960c, pl. X, fig. 1, 4) et rapportés à *P. torifera* (Fuchs).

Superfamille RHYNCHONELLOIDEA Gray, 1848

Famille *indet.*

Genre *PACHANCORHYNCHIA* Brice, 1986

Espèce-type : *Pachancorhynchia leviniensis* Brice, 1986

? *PACHANCORHYNCHIA LEVINIENSIS* Brice, 1986

(Pl. VI, fig. 4)

MATÉRIEL : C1433 : 1 valve pédonculaire.

Discussion

La forme de cette valve, sa convexité, son ornementation et la présence d'un sinus à peine marqué, évoquent les caractères de *Pachancorhynchia levinensis*, défini à partir d'un matériel de l'Artois (= *Plethorhynchus dunensis sensu* Barrois et al. 1922) par Brice 1986. L'espèce n'est connue, à ce jour, que dans le Groupe de Liévin, Formation de Noulette (partie supérieure du Membre d'Angres et M. de Drocourt) d'âge lochkovien.

Superfamille SPIRIFEROIDEA King, 1846

Famille DELTHYRIDAE Waagen, 1883

Genre *HOWELLELLA* Kozłowski, 1946

Espèce-type : *Delthyris elegans* Muir-Wood, 1925 = *Terebratula crispa* Hisinger, 1827 (non *Anomia crispa* Linné, 1758)

HOWELLELLA sp.

(Pl. VI, fig. 5)

MATÉRIEL : C1434 : 2 empreintes externes et 2 moules internes incomplets de valve brachiale, 1 moule interne de valve pédonculaire. C1433 : 1 moule interne de valve brachiale.

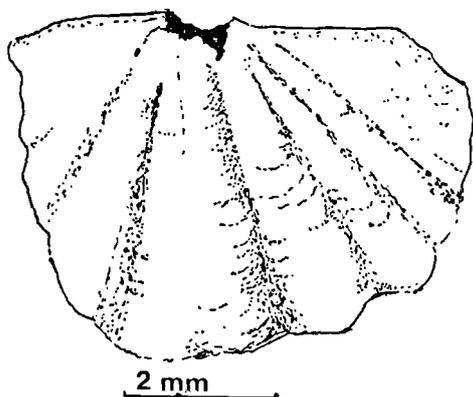


Fig. 4. - Moule interne d'une valve brachiale de *Howellella* sp. (Ech. C1434).

Fig. 4. - Internal mold of a brachial valve from *Howellella* sp. (Sample C1434).

Discussion

Il s'agit d'une petite forme légèrement plus large que longue, toutefois, l'état du matériel ne permet pas de préciser l'allure des extrémités cardinales ni la convexité des valves. Le sinus ventral, lisse, à fond arrondi, est plus large et plus profond que les sillons intercostaux latéraux. Les flancs ne sont pas costulés près des extrémités cardinales, ils ne le sont que de part et d'autre du sinus, où l'on compte 3 côtes à sommet arrondi, dont l'importance (hauteur et largeur) diminue sensiblement en s'éloignant du sinus. Les sillons intercostaux sont nettement plus étroits que les côtes. Le bourrelet a même allure que les côtes latérales, il est seulement un peu plus large et plus haut que ces dernières. Les empreintes externes ont gardé la trace de lamelles de croissance dessinant des chevrons sur les côtes. Quelques plages montrent des restes de micro-épines radiaires bordières.

Le moule interne ventral porte la trace de lames dentales extrasinales minces et courtes tandis qu'un moule interne dorsal montre l'emplacement de courtes lamelles apicales (fig. 4).

Les caractères internes, notamment l'absence de septum ventral, conduisent à rattacher ces formes au genre *Howellella* plutôt qu'au genre *Delthyris* malgré quelques ressemblances externes avec certaines espèces de *Delthyris*. Spécifiquement, il ne paraît pas possible, au vu de leur ornementation, de les rattacher à *H. mercurii* ni à *H. angustiplicata*. L'allure des côtes et du bourrelet rappellent davantage celles de *Howellella laeviplicata* (Kozłowski, 1929), espèce commune dans les couches de Tajna et de Mitkov de la Formation Borshchov en Podolie.

Superfamille STRINGOCEPHALOIDEA King, 1850

Famille RHENORENSSELAERIDAE Boucot, 1975

Genre *LIEVENELLA* Boucot, 1975

Espèce-type : *Rensselaerina primaeva* Barrois, Pruvost & Dubois, 1922

? *LIEVENELLA PRIMAeva* (Barrois, Pruvost & Dubois, 1922)

(Pl. VI, fig. 6)

MATÉRIEL : C1434 : 1 moule externe de valve pédonculaire d'un spécimen juvénile.

Discussion

Par sa taille, sa convexité, son ornementation, ce moule interne rappelle celui de formes juvéniles de *Lievenella primaeva*. La mauvaise conservation de l'empreinte ne permet pas de préciser les caractères du champ musculaire ventral.

Le matériel type de *L. primaeva* provient du Gedinnien marin de l'Artois, Formation de Noulette, sommet du Membre d'Angres et base du Membre de Méricourt. D'après Rachebœuf (1986), la forme décrite par Dahmer (1952) en provenance des Flaserschiefern des Couches de Hüinghausen en Allemagne, appartient probablement à l'espèce.

Famille MUTATIONELLIDAE Cloud, 1942

Genre *MUTATIONELLA* Kozłowski, 1929

Espèce-type : *Waldheimia podolica* Siemiradzki, 1906

MUTATIONELLA aff. *BARROISI* (Asselberghs, 1930)

MATÉRIEL : C1434 : 1 spécimen juvénile et des fragments, dont certains ont été trouvés dans les résidus d'attaque acide pour la recherche des ostracodes.

Discussion

Ces restes sont rapprochés de *Mutationella barroisi* dont ils ont la forme et l'ornementation.

M. barroisi est connu dans le Gedinnien, en Belgique, dans les Schistes de Mondrepuits et les Grès de Goudmont, d'où proviennent les types (Asselberghs, 1930 ; Boucot, 1960c ; Godefroid, 1982), en Allemagne, dans les Couches de Hüinghausen et de Bredeneck (Dahmer, 1952), et en Artois, dans la Formation de Noulette, moitié supérieure du Membre d'Angres et partie inférieure du Membre de Drocourt (Barrois et al., 1922 ; Rachebœuf in Rachebœuf (ed.) 1986).

2) Conclusion

Il convient tout d'abord de souligner la diversité de la faune conservée dans l'échantillon C1431, où s'observent, sur une très petite surface, des restes de brachiopodes, de tentaculites, de bryozoaires, de crinoïdes, de bivalves, de trilobites, d'ostracodes. Sans nul doute, il s'agit d'une taphocoenose de restes fossiles provenant de faunes marines, développées sous faible tranche d'eau, apportés par des courants.

Par contre, les brachiopodes de l'échantillon C1434 sont très peu diversifiés. Ils appartiennent vraisemblablement tous à une même espèce de *Proschizophoria*.

Les taxons reconnus dans cette faunule sont caractéristiques du Gedinnien et de la Province du Vieux Monde (sensu Boucot et al. 1969).

III. - DISCUSSION ET CONCLUSIONS (F.M.)

La coupe du Pont-Collin, dans la vallée de la Hulle, constitue un nouveau jalon dans la description d'une unité qui affleure habituellement très mal. Les faciès lithologiques, très sombres, sont riches en matière organique ; ils sont décrits et discutés par ailleurs (Meilliez à paraître). Un intérêt de cette coupe est son contenu fossilifère, exceptionnellement riche et varié pour la région.

Les trois échantillons productifs ont fourni les ostracodes et brachiopodes examinés ci-dessus. De plus, l'échantillon C1433 a livré un fragment de trilobite que Morzadec (comm. pers.) attribue à *Acastella* aff. *artesia*, connu dans les Schistes de Méricourt (Formation de Noulette : Morzadec in Rachebœuf (ed.), 1986). L'âge en serait également gedinnien inférieur non basal.

Dans les fragments de bivalves, Babin (comm. pers.) a identifié *Actinopteria triculta*. Cette espèce est très commune en Artois, dans la partie supérieure de la Formation de Noulette ; elle a été citée dans le Massif Schisteux Rhénan, dans les Schistes d'Herscheid, les Couches de Verse et les Grès d'Ebbe (Gedinnien).

L'âge du gisement paraît donc bien établi par les ostracodes, les brachiopodes et le trilobite : Gedinnien inférieur non basal. Cet âge s'accorde bien avec la biozone N des spores, reconnue à Willerzie (Stemans, 1986 ; Roche et al., 1986).

La paléoécologie du gisement reste à étudier en détail. Les éléments disponibles peuvent être résumés de la façon suivante :

- Les siltites sont chargées de matière organique et pyriteuse ; le milieu est donc réducteur. Le litage, lorsqu'il est perceptible, est fin et régulier. Les lentilles grés-carbonatées sont de petites langues détritiques ravinantes, dont le grain est fin à moyen.

- Le nombre d'individus et la variété des taxons des échantillons permettent de considérer ceux-ci comme des taphocoenoses plutôt que des biocoenoses.

- Les lentilles grés-carbonatées paraissent spécialisées : certaines sont riches en crinoïdes et tentaculites, d'autres en ostracodes, brachiopodes et bryozoaires. On peut y voir l'effet d'un tri mécanique lors du transport : les articles de crinoïdes et les tentaculites sont de dimension comparable ; leur transport nécessite moins d'énergie que celle d'organismes plus gros.

- La faune recueillie est essentiellement marine, mais certains ostracodes pourraient provenir d'un milieu à salinité anormale.

En résumé, la coupe paraît témoigner d'un milieu littoral, où les influences lagunaires et marines se sont succédées. Le milieu, calme, était favorable au développement d'organismes variés. Les fossiles recueillis ont été légèrement déplacés par rapport à leur site de vie. Une vasière littorale pourrait être invoquée pour leur environnement d'origine.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABUSHIK A. (1971). – Ostrakodi opornogo razreza Silura - nishnego Devona Podolii. In Paleozoiskie ostracodi iz opornich razrezov Evropliskoi casti SSSR. *Izd. Nauka*, p. 7-133.
- 2) ABUSHIK A. & TRANDALIFOVA E.F. (1977). – Novie ostrakodi rannego devona Moldavii. Novie vidii drevnich rastenii i bespozvonocnich SSSR, 4, p. 75-84.
- 3) ASSELBERGHS E. (1930). – Description des faunes marines du Gedinnien de l'Ardenne. *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, Bruxelles, 41, p. 1-73.
- 4) ASSELBERGHS E. (1946). – L'éodévoniien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 24, 598 p.
- 5) BARROIS Ch., PRUVOST P. & DUBOIS G. (1922). – Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. *Mém. Soc. géol. Nord*, Lille, 6, 2 (2) (1920), p. 71-225.
- 6) BEUGNIES A. (1963). – Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, 270, 155 p.
- 7) BEUGNIES A. & WATERLOT G. (1965). – Carte à 1:50 000 de Fumay (XXX-8) - 1^{re} édition. B.R.G.M., Orléans.
- 8) BOUCOT A.J. (1960a). – A new Lower Devonian Stropheodontid brachiopod. *Jl. Paleont.*, 34 (3), p. 483-485.
- 9) BOUCOT A.J. (1960b). – Implications of Rhenish Lower Devonian brachiopods from Nova Scotia. *21^e Congrès Géol. Intern.*, Copenhague, pt. 12, p. 129-137.
- 10) BOUCOT A.J. (1960c). – Lower Gedinnian brachiopods of Belgium. *Mém. Univ. Louvain, Inst. Géol.*, 21, p. 283-324.
- 11) BOUCOT A.J., JOHNSON J.G., TALENT J.A. (1969). – Early Devonian Brachiopod Zoogeography. *Geol. Soc. America*, Sp. paper, 119, p. I-IX, 1-113.
- 12) BRICE D. (1986). – Brachiopodes Articulés Rhynchonellida In Le Groupe de Liévin, Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N. France). P.R. Rachebœuf Ed. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest, 3, p. 114-126.
- 13) DAHMER G. (1952). – Die Fauna der nach-ordovizischen Glieder der Verse-Schichten mit Ausschluss der Trilobiten, Crinoiden und Anthozoen. *Palaeontographica*, A, 101, p. 1-152.
- 14) DE KONINCK L.G. (1876). – Notice sur quelques fossiles dans le système gédinnien de A. Dumont. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 3, p. 25-52.
- 15) GODEFROID J. (1982). – Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and brachiopod biostratigraphy. A Synopsis. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 97-134.
- 16) GOSSELET J. (1888). – L'Ardenne. *Mém. serv. carte Géol. France*, Paris, 881 p.
- 17) GROOS-UFFENORDE H. (1986). – Ostracodes. In P.R. Rachebœuf Ed., Le Groupe de Liévin. Pridoli - Lochkovien de l'Artois (N. France). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest, 3, p. 175-184.
- 18) HEDBERG H. (1979). – Guide stratigraphique international, Doin édit. Paris, 234 p.
- 19) KOZLOWSKI R. (1929). – Les Brachiopodes gothlandiens de la Podolie polonaise. *Palaeontologia Polonica*, 1, p. 1-254.
- 20) MEILLIEZ F. (1984). – La formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne): un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 103, p. 37-53.
- 21) NEHRING M. (1973). – Mikrofauna osadow dolnego dewonu z otworu wiertniczego Krowie Bagno IG I. *Kwart. Geol.*, 17, p. 57-72.
- 22) RACHEBŒUF P.R. Ed. (1986). – Le Groupe de Liévin. Pridoli-Lochkovien de l'Artois. (N. France). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest, 3, p. 1-215.
- 23) ROCHE M., SABIR M., STEEMANS P. & VANGUES-TAINE M. (1986). – Palynologie du sondage et de la région de Willerzie. *Aardkund. Meded. Leuven*, 3, p. 149-190.
- 24) STEEMANS P. (1986). – Palynostratigraphie de l'Eodévoniien. Thèse doctorat, Univ. Liège, 408 p. (ronéotypée).
- 25) STOLTIDIS I. (1972). – Ostrakoden aus dem Untergedinnien des Sauerlandes (rheinisches Schiefergebirge: Hügelhäuser Schichten). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, p. 316-332.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE VI

Brachiopodes et ostracodes du Gedinnien de la Vallée de la Hulle.

Brachiopods and ostracods (Gedinnian) from Hulle Valley.

Fig. 1-3. — *Proschizophoria* sp.

1. - Moule interne d'une valve pédonculaire montrant le champ musculaire ventral triangulaire. C 1434'.
Internal mold of pedicle valve showing the triangular ventral muscle field.
2. - Moule interne d'une valve pédonculaire incomplète montrant le champ ventral. C 1434'.
Incomplete pedicle valve showing the ventral muscle field.
3. - Moule interne du processus cardinal d'un autre spécimen. C 1434'.
Internal mold of cardinal process of another specimen.

Fig. 4. — ? *Pachancorhynchia leviniensis* (Brice, 1986).

Valve pédonculaire de petite taille. C 1433.
A small pedicle valve.

Fig. 5. — *Howellella* sp.

Moule interne de valve pédonculaire. Près du crochet, trace d'une lame dentale très courte. C 1434.
Internal mold of pedicle valve. Near the beak, we see the trace of a short dental plate.

Fig. 6. — ? *Lievenella primaeva* (Barrois, Pruvost & Dubois, 1922).

Moule interne de valve pédonculaire d'un spécimen juvénile. C 1433.
Internal mold of pedicle valve of a juvenile specimen.

Fig. 7-9 — *Carinokloedenia spinosa* (Fuchs, 1919).

7. - Vue latéro-ventrale de la valve droite (moule interne) d'un individu tecnomorphe. 1 unité = 1 mm. C.O.F.L.S. 001.
Latero-ventral view of the right valve (internal mould).
8. - Vue dorso-latérale. C.O.F.L.S. 001.
Dorso-lateral view.
9. - Vue ventro-latérale de la valve gauche (moule interne) d'un individu tecnomorphe. 1 unité = 1 mm. C.O.F.L.S. 002.
Ventro-lateral view of the left valve (internal mould).

Fig. 10. — *Cytherellina* sp.

Vue ventro-latérale de la valve droite (moule interne). 1 unité = 0,4 mm. C.O.F.L.S. 003.
Ventro-lateral view of the right valve (internal mould).

Fig. 11. — *Poloniella* sp.

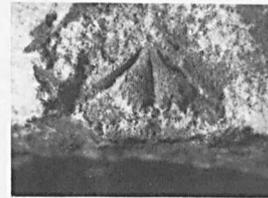
Vue latérale de la valve gauche (moule interne) d'une larve présentant un S3 développé. 1 unité = 0,4 mm. C.O.F.L.S. 004.
Lateral view of the left valve (internal mould) of a juvenile specimen showing a pronounced S3.



1



2



3

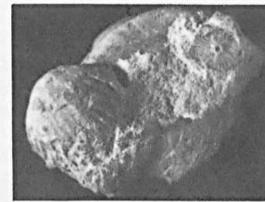
10 mm



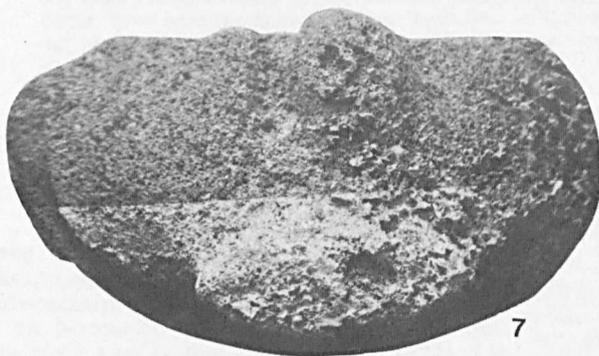
4



5



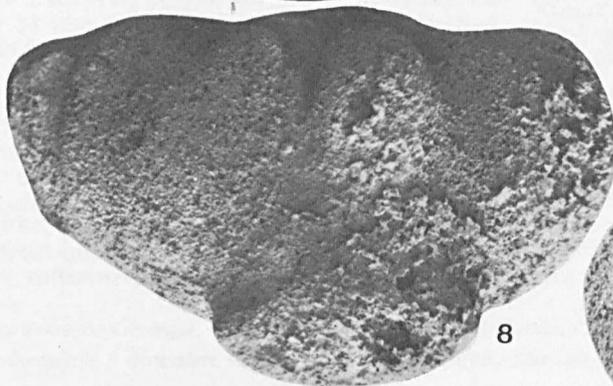
6



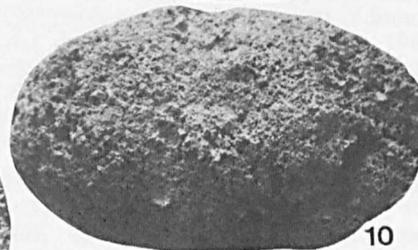
7



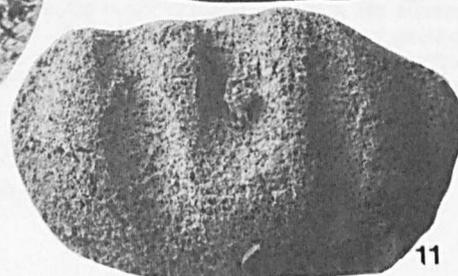
9



8



10



11

1 unité

Tectonique distensive et sédimentation à la base du Devonien, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne)

Extensive tectonic and sedimentation in lower Devonian around the Rocroi Massif (Ardenne)

par Francis MEILLIEZ (*)

Résumé. – La révision cartographique de la bordure NE du Massif de Rocroi a permis de définir une unité lithostratigraphique intermédiaire entre les Schistes de Mondrepuis au Nord et les Phyllades de Levrézy au Sud : les Siltites et Grès du Pont-Collin. Sa base passe latéralement au sommet de la Formation de Fépin au Nord. Le dépôt de cette unité a été contrôlé par des failles d'extension dont l'activité est argumentée à partir des faciès de déformation synsédimentaire. La Zone Faillée de Willerzie limite au Sud un système auquel elle a participé, notamment en permettant la montée d'un matériel magmatique au passage du Silurien au Dévonien.

Abstract. – By mapping the NE rim of the Lower Paleozoic Rocroi Massif, the unconformable Early Devonian series has been reviewed. It is shown that the here defined Siltites et Grès du Pont-Collin form an intermediate unit passing laterally into the Phyllades de Levrézy southwards, into the Schistes de Mondrepuis and top of the Fépin Formation northwards. Deposition of this unit has been fault-controlled as documented from soft-sediment structures. The Willerzie Fault Zone might have been an active southern fault-limit of this sedimentary site. This Zone has allowed magmatic material to be entrapped within the sedimentary record of the newly-defined stratigraphical unit.

I. – INTRODUCTION

L'Ardenne comporte une vaste unité allochtone, connue classiquement sous le nom de Nappe de Dinant. La série sédimentaire qui la constitue, datée du Dévonien basal au Namurien basal, forme un prisme qui s'épaissit du Nord vers le Sud (*in* Waterlot, 1974). La base de ce prisme est estimée plus ancienne au Sud qu'au Nord (Asselberghs, 1946).

Au SW de l'Ardenne, le Massif de Rocroi est un noyau de Paléozoïque inférieur recouvert en discordance par une série dévono-carbonifère (fig. 1). La nature sédimentaire du contact justifie l'interprétation des premiers dépôts discordants en termes de paléoenvironnement (Meilliez, 1984, et travaux en cours). Les données disponibles montrent que les bordures nord et sud du Massif de Rocroi se différencient par la nature, la puissance et

l'âge de ces premiers dépôts. Ces bordures doivent donc refléter des paléoenvironnements distincts.

L'hypothèse classique explique ces différences par les effets superposés d'un épaississement sédimentaire puis tectonique (Asselberghs, 1946 ; Beugnies, 1963 ; Waterlot, 1974). Le premier effet suppose la localisation d'une flexure à la latitude du Massif de Rocroi. Le second lui fait jouer un rôle de butoir lors de la tectonique tangentielle carbonifère.

Le but de cette publication est de montrer que les données acquises récemment en litho- et biostratigraphie, ainsi qu'en géologie structurale, conduisent à admettre les deux explications et à les affiner de façon sensible. Les datations et les faciès en présence autorisent à proposer une sédimentation en contexte distensif, associé à un volcanisme rhyolitique, au passage du Silurien au Dévonien.

(*) Laboratoire de Géologie, Université du Maine, route de Laval, F - 72017 Le Mans Cedex.

Note présentée le 9 décembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 novembre 1988.

I. - LA STRATIGRAPHIE DU DÉVONIEN BASAL DANS LA VALLÉE DE LA MEUSE

Connue sous le nom de « Gedinnien » (Gosselet, 1888), la série terrigène du bord nord du Massif de Rocroi, discordante, comporte de bas en haut (Asselberghs, 1946 ; Beugnies et Waterlot, 1965 ; Godefroid, 1982 ; Meilliez, 1984) :

- d1a = Formation de Fépin (< 50 m) = ensemble stratifié de conglomérats, grès grossiers et schistes gréseux subordonnés ;
- d1b = Schistes de Mondrepuis (200 à 250 m) = ensemble de couches schisto-gréseuses aux contours diffus ; très fossilifère ;
- d1c = Schistes bigarrés d'Oignies (400 m) = ensemble peu stratifié de siltites lie-de-vin, intercalés de niveaux de grès grossiers gris vert, très bien stratifiés, +- feldspatiques.

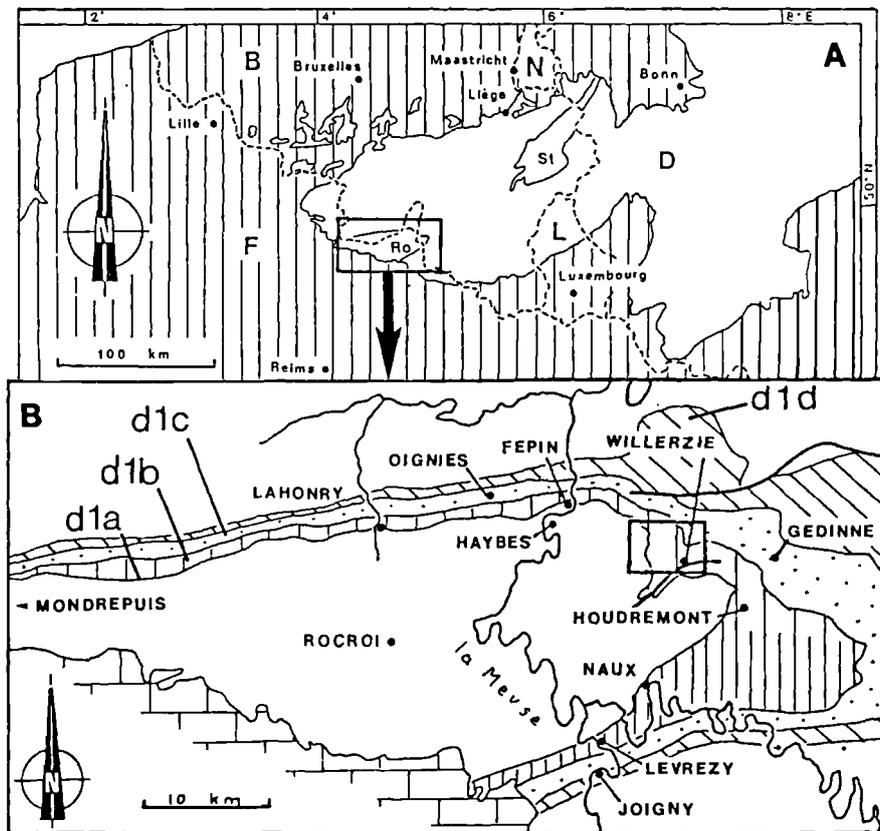


Fig. 1. - Localisation de la région étudiée.

A : dans l'ensemble paléozoïque ardenno-rhénan (en blanc) ; Ro = Massif de Rocroi, St = Massif de Stavelot.

B : dans la bordure NE du Massif de Rocroi : extrait de la carte de l'Eodévonien de l'Ardenne, d'après Asselberghs (1946). L'encadré situe le secteur examiné ici.

Fig. 1. - Location of the studied area : between the Channel and the Rhine River (A), around the Rocroi Massif (B : map from Asselberghs, 1946).

The Lower Paleozoic of the Rocroi Massif is overlain with an unconformity by the Gedinne Beds. From bottom to top, these are formed by :

- d1a = Fépin Formation = well-stratified conglomerates and coarse sandstones with minor sandy slates ;
- d1b = Schistes de Mondrepuis = massive sandy slates with a predominant rough cleavage ; minor carbonaceous sandy lenses with dissolved marine shells ;
- d1c = Schistes bigarrés d'Oignies = massive reddish siltstones intercalated with coarse greyish-green sandstones ; these are internally cross-bedded ; some contain enough feldspars to be arkosic ;
- d1d = Grès de St-Hubert = well-stratified greyish-green sandstones and massive sandy slates.

- d1d = Schistes verts de St-Hubert (600 m) = ensemble bien stratifié de schistes gréseux et grès grossiers argileux.

Conformément à la nomenclature stratigraphique internationale (Hedberg, 1979), cet ensemble lithostratigraphique sera dénommé « Couches de Gedinne ».

Au bord sud du Massif de Rocroi, chacune de ces unités a son équivalent, à savoir :

- d1a = Formation de Fépin (< 20 m, sauf exception) = ensemble stratifié de conglomérats et schistes gréseux subordonnés ;
- d1b = Phyllades de Levrézy (700 à 800 m) = ensemble massif de siltites, avec rares lentilles grésocarbonatées fossilifères ; sommet plus gréseux, formant les Quarzophyllades de Braux ;
- d1c = Phyllades bigarrés de Joigny = ensemble massif de siltites lie-de-vin, intercalées de quelques lentilles gréseuses à contours diffus ;
- d1d = Schistes de Laforêt = ensemble massif de schistes gréseux.

La puissance cumulée des deux dernières unités est de l'ordre de 1400 m.

En résumé, la base du Dévonien inférieur comporte une succession analogue au Nord et au Sud du Massif de Rocroi, mais avec des différences lithologiques notables. Les dépôts sont plus puissants et plus argileux au Sud qu'au Nord. Asselberghs (1946), puis Beugnies (1963) ont localisé le passage latéral de faciès à la latitude d'Houdremont (fig. 1B).

Par ailleurs, de récentes études biostratigraphiques ont mis en évidence un diachronisme de la transgression dévonienne, depuis le SE vers le NW : celle-ci peut être un peu antérieure à la limite Silurien - Dévonien à Naux (Borremans et Bultynck, 1986), postérieure à Willerzie (Roche *et al.*, 1986 ; Steemans, 1986), encore plus jeune à Lahonry (Steemans, 1982). La répartition géographique de ces résultats (fig. 1B) incite à restituer les conditions structurales dans lesquelles s'est initiée la sédimentation dévonienne.

II. - LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE DE LA HULLE

Le bassin d'alimentation de la Hulle est implanté dans la région de Willerzie, en bordure orientale du Massif de Rocroi. C'est une région forestière aux formes molles, marécageuse dans les fonds de la vallée. Les affleurements y sont donc sporadiques et peu nombreux (fig. 2A). Plusieurs modèles structuraux sont donc possibles (Beugnies, 1969 et documents inédits de 1984 à 1987) ; Dumont et Hasnon, 1975). Après avoir effectué un nouveau levé cartographique à 1:10 000, je propose un nouveau modèle, le plus simple possible, basé sur mes seules observations (affleurements anciens révisés ; affleurements nouveaux dégagés).

1) Le dispositif structural

La structure qui est certainement la plus importante, est une zone faillée que la rareté et la diversité des affleurements font supposer complexe. Au SW de Willerzie, où elle est la mieux connue, un matériel volcanosédimentaire participe à cette zone (Gosselet, 1898 ; Beugnies, 1969 ; Dumont et Hasnon, 1975). Enfin, c'est de part et d'autre de cette zone que change la composition de la Formation de Fépin : les grès grossiers, présents au Nord (jusqu'au point a : fig. 2A et C), disparaissent au Sud.

Au Nord de la zone faillée de Willerzie, la structure est soulignée par les grès de la Formation de Fépin en rive gauche de la Hulle, et par les unités gréseuses de la base des Schistes d'Oignies en rive droite. C'est un couple de plis ouverts, de très faible amplitude, dissymétriques, déjetés vers le NW, et plongeant en moyenne de 10° vers le NE (fig. 2A et C). Une schistosité pénétrative sur le terrain, affecte toute la série. Elle est en zone avec l'axe moyen des plis, et peut donc résulter de la même cinématique.

2) Les données stratigraphiques

Au NW de Willerzie, la vallée de la Hulle est incisée dans les niveaux incompetents encadrés par les grès grossiers de la Formation de Fépin en rive gauche, et les grès de l'unité d'Oignies en rive droite. C'est la position dans laquelle se trouvent les Schistes de Mondrepuis et les Phyllades de Levrézy dans la vallée de la Meuse. Or, la série observée est différente de ces unités, dont elle est nécessairement un équivalent latéral.

Trois coupes partielles permettent d'observer cette série.

a) La coupe du Pont-Collin

Sur la carte à 1:25 000 de l'Institut Géographique National (édition de 1979 : feuille 3008 Ouest), elle est localisée entre les lieux-dits le Pré Mousdris (point b) et la carrière abandonnée du Pont-Collin (point c). Ce tronçon ne couvre qu'un peu plus de la moitié de la stampe, qui peut être complétée latéralement vers le Sud, par des affleurements de bonne qualité mais rares.

Cette coupe (coupe b-c, fig. 2A) est estimée structuralement continue car les pendages (30° à la base, 20° au sommet) et les polarités des lits gréseux (stratifications obliques) sont analogues sur les deux rives de la Hulle. Une description détaillée de cette coupe, localement très fossilifère, est donnée dans une publication jointe (Milhau *et al.*, ce volume) ; elle ne sera donc que résumée ici.

Le terme inférieur est une stampe finement stratifiée de siltites bleu noir, pyriteuses, à minces lentilles grésocarbonatées fossilifères. L'assemblage des ostracodes et des brachiopodes indique un âge un peu plus jeune que la limite Silurien - Dévonien (« Gedinnien inférieur non

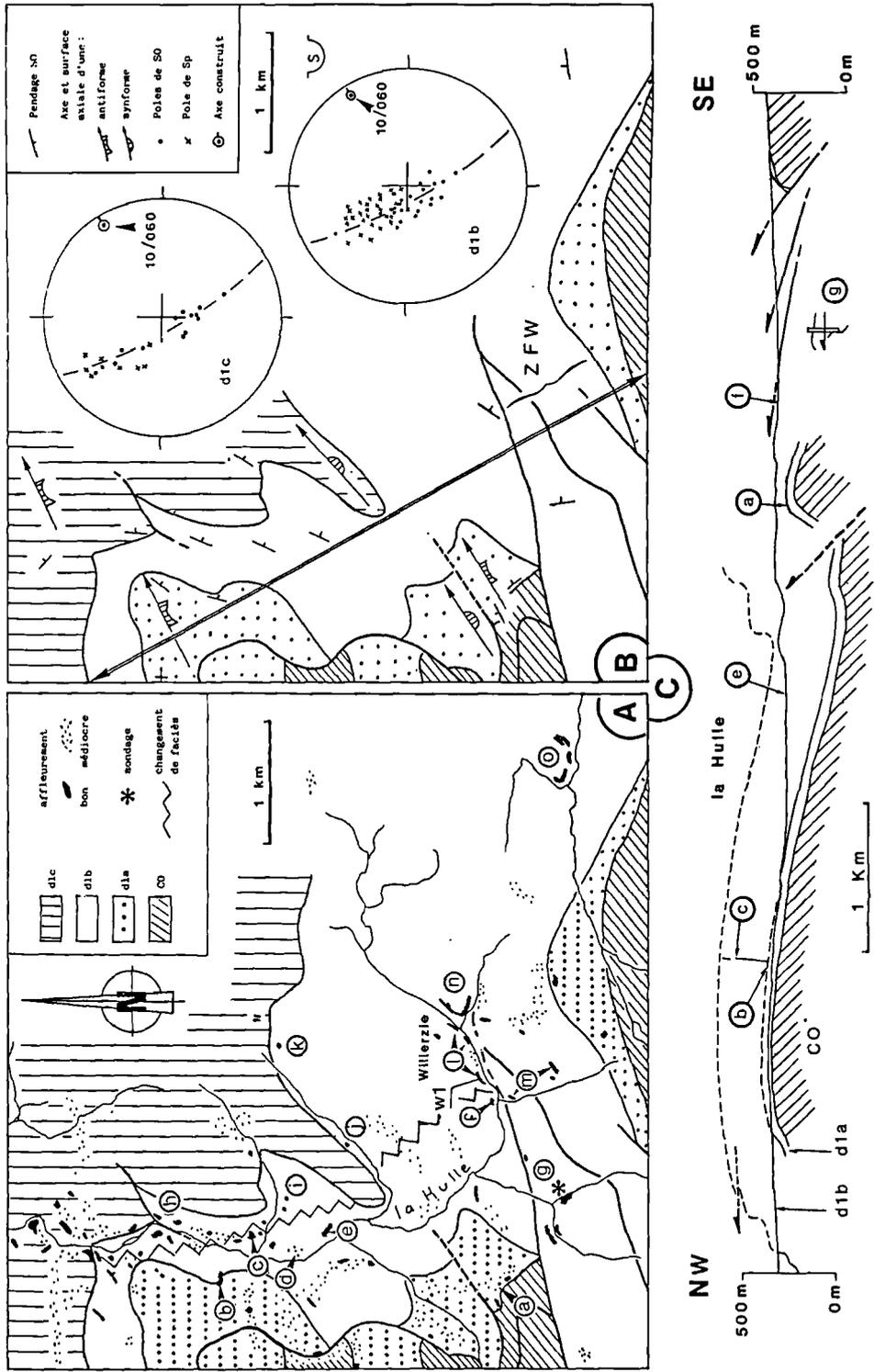


Fig. 2. - Géologie de la vallée de la Hulle.

A : Carte géologique révisée ; B : carte structurale ; C : coupe.

La zone faillée de Willerzie (ZFW) sépare deux domaines qui se distinguent par la stratigraphie de la série discordante sur le Cambro-Ordovicien (CO). Au Nord, la Formation de Fépin (d1a) comporte des grès grossiers, absents au Sud. Les variations de faciès des Schistes de Mondrepreuis (d1b) sont mises en évidence dans cet article. La base des Schistes bigarrés d'Oignies (d1c) est un repère facile à cartographier. Les grès de d1c sont en zone autour d'un axe moyen plongeant vers le NE, qui est aussi celui des plis métriques. Dans les faciès stratifiés de d1b, il en est de même pour la schistosité et la stratification. Le sondage (g) a traversé un anticlinal déversé (fig. 4).

Fig. 2. - Geology of the Hulle valley : revised geological map (A), structural map (B), cross-section (C).

The Willerzie Fault Zone (ZFW) separates two domains with a distinct stratigraphical succession lying unconformably above the Cambro-Ordovician (CO). On the North, the Fépin Formation (d1a) comprises coarse sandstones that are absent in the South. Lateral facies variations within the Schistes de Mondrepreuis (d1b) are studied in this paper. The base of the Schistes bigarrés d'Oignies (d1c) is a reliable marker in mapping.

basal »). Le terme moyen est une stampe arénacée, non fossilifère. Les grès argileux et massifs, ou quartzeux, à litage interne, montrent çà et là des « tubes annelés », que Roche *et al.* (1986) considèrent comme étant d'origine biogénique. Certains bancs quartzeux sont feldspathiques. Cette stampe se suit régulièrement vers le Sud sur quelques centaines de mètres (point *d*, fig. 2A), de telle sorte que les schistes et grès fins carbonatés, rencontrés au point *e*, peuvent être situés au-dessus.

Le contact avec les Schistes bigarrés d'Oignies n'est pas observé. Mais la base de cette unité rouge lie-de-vin est aisée à cartographier, dans cette région dépourvue d'altérites. La régularité de la structure permet d'évaluer à près de 500 m la puissance de la série équivalente aux Schistes de Mondrepuis, soit le double de la puissance observée sur le bord nord du Massif de Rocroi (voir ci-dessus).

En résumé, la vallée de la Hulle fait affleurer, entre la Formation de Fépin et les Schistes bigarrés d'Oignies, une unité lithostratigraphique qui est un équivalent latéral des Schistes de Mondrepuis et des Phyllades de Levrézy. Conformément aux conventions internationales (Hedberg, 1979), cette unité doit être décrite comme une entité propre. Je propose de la dénommer *Siltites et Grès du Pont-Collin*, et de prendre comme référence la coupe décrite par Milhau *et al.* (Ann. Soc. Géol. Nord, t. CVII, p. 274).

b) La carrière de Willerzie

Cette ancienne carrière montre une stampe d'une quinzaine de mètres, débitée en bancs métriques, à dominante arénacée à la base, pélitique au sommet (fig. 3). Les faciès y sont très variés. La plupart des bancs sont des grès argileux à « tubes annelés ». Certains bancs de grès grossiers ocre beige, à terminaison lenticulaire, sont de même faciès que les grès grossiers qui forment le Membre des Grès d'Haybes, dans la Formation de Fépin (Meilliez, 1984). Plusieurs bancs contiennent des grains trapus, assez frais de feldspath, dispersés dans la masse. Leur abondance est trop faible pour justifier le terme d'arkose (point *f*, fig. 2A).

Roche *et al.* (1986) ont prélevé 6 échantillons ; tous ont livré des spores qui datent la zone d'intervalle N α , l'échantillon sommital ayant même livré l'espèce qui caractérise la base de la sous-zone N β (Stemans, 1986).

c) Le sondage de Willerzie

Ce sondage (point *g*, fig. 2A) a traversé sur 186 m une structure antiforme déversée vers le Nord, dessinée par 6 unités lithostratigraphiques que j'ai délimitées par souci de commodité (fig. 4). Des spores assez abondantes dans l'ensemble du sondage, ont permis de reconnaître les biozones N α et N β (Roche, 1985 ; Roche *et al.*, 1986).

Les caractères lithologiques peuvent être résumés de bas en haut :

Unité 1 : Grès très argileux et très fins, vert d'eau ; quelques lits de puissance centimétrique de grès grossier poreux et très pyriteux, verts, alimentent des filonnets clastiques.

Unité 2 : Unité grés-conglomératique inférieure, à interbancs de siltites bleu noir : conglomérats polygéniques, à galets dispersés dans une matrice silteuse sombre ; grès verts fins passant à des argilites de même teinte ; grès quartzeux de teinte ocre ou grise, à grain moyen à grossier, avec litage interne oblique.

Unité 3 : Siltites bleu noir à lamines de grès fin, clair ; contiennent de très abondants articles de crinoïdes, des coquilles de brachiopodes, d'orthocères, de mollusques (?); unité à structures sédimentaires perturbées.

Unité 4 : Unité grés-conglomératique supérieure, plus puissante et plus grossière que l'inférieure ; blocs de rhyolite.

Unité 5 : Unité gréseuse grise, finement litée, à interbancs et litage interne oblique de siltites bleu noir.

Unité 6 : Unité finement litée et très variée : conglomérats, grès divers, siltites.

Les faciès sont peu nombreux (conglomérats, grès argileux ou quartzeux, siltites). Les unités lithostratigraphiques sont définies à partir de leurs alternances, dominées par l'un ou l'autre d'entre eux. La variabilité latérale est donc très forte, ce qui est habituel en milieu

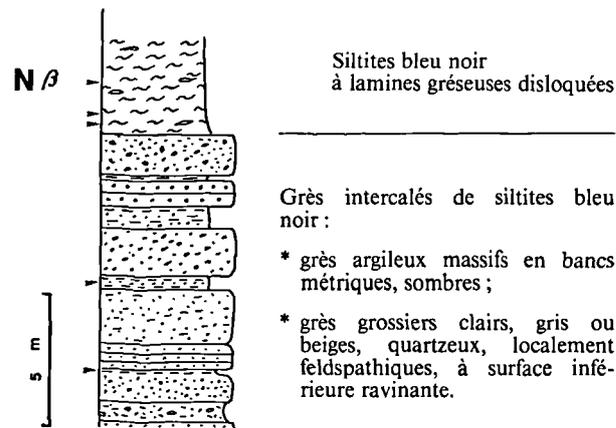


Fig. 3. - Coupe de l'ancienne carrière de Willerzie (X = 779,255 ; Y = 1256,500).

Observations lithostratigraphiques personnelles, et analyse palynologique de Roche *et al.* (1986) : les flèches indiquent la position des échantillons ; le sommet de la stampe peut être attribué à la biozone N (voir fig. 7). La grande variété des faciès sur une faible épaisseur évoque soit un paléoenvironnement très changeant, soit une accumulation de sédiments remaniés en provenance d'environnements différents.

Fig. 3. - The ancient Willerzie quarry.

My own lithostratigraphical observations are mixed with palynological results from Roche *et al.* (1986) : samples are located with arrows ; the top belongs to the N β spore biozone (fig. 7). Facies are widely varied so that either paleoenvironments might have evolved quickly or remobilized sediments accumulated from various sites.

sublittoral. Il est donc illusoire, *sur base lithostratigraphique*, de prétendre corréler les trois coupes proposées. Il est aussi illusoire d'affecter ces coupes à des unités stratigraphiques définies ailleurs, et qui présentent des caractères lithostratigraphiques différents.

Ces questions seront discutées plus en détail, après avoir examiné les causes de perturbation des structures sédimentaires, témoins de l'instabilité du bassin de sédimentation.

III. - LES FACIÈS DISLOQUÉS

Sous ce nom de faciès disloqués, je regroupe les roches qui, à la fois, présentent des témoins d'un litage interne (alternance de lits de siltites et de grès fin ; placages argilo-silteux dans les grès), et d'une perturbation de ce litage, nécessairement postérieure à sa formation.

A l'affleurement, on explique couramment ces perturbations comme l'effet d'une bioturbation. Mais les quelques surfaces de bancs, accessibles à l'observation, ne montrent pas de traces d'animaux fousseurs. Les processus conduisant à la consolidation des sédiments fournissent une explication d'origine non biogénique qui paraît satisfaisante. Sa formulation a été réalisée sur des bancs non fossilifères, afin d'éviter toute ambiguïté.

1) Le phénomène de la consolidation

La consolidation des sédiments est un phénomène complexe qui met en jeu plusieurs processus physiques. Chacun de ces processus est contrôlé par des paramètres physico-chimiques. Selon les valeurs de ces paramètres, les processus activés ont des effets conjugués ou opposés. Ces processus ont été abondamment étudiés sur des exemples naturels actuels et anciens, reproduits expérimentalement, analysés sous leurs aspects théoriques. L'intensité des études se justifie par l'importance économique de la stabilité des sols (au sens géotechnique), tant en domaine aérien qu'aquatique. Le lecteur intéressé trouvera l'essentiel des résultats de ces études dans Lowe (1975, 1976) et Allen (1984).

On peut résumer l'action des processus en jeu dans la consolidation des sédiments par quelques schémas simples (fig. 5).

Un sédiment non consolidé est un matériau granulaire, à très forte porosité occupée par une phase fluide (« eaux connées »). Les grains sont en contacts mutuels, en un réseau lâche qui résulte de la sédimentation.

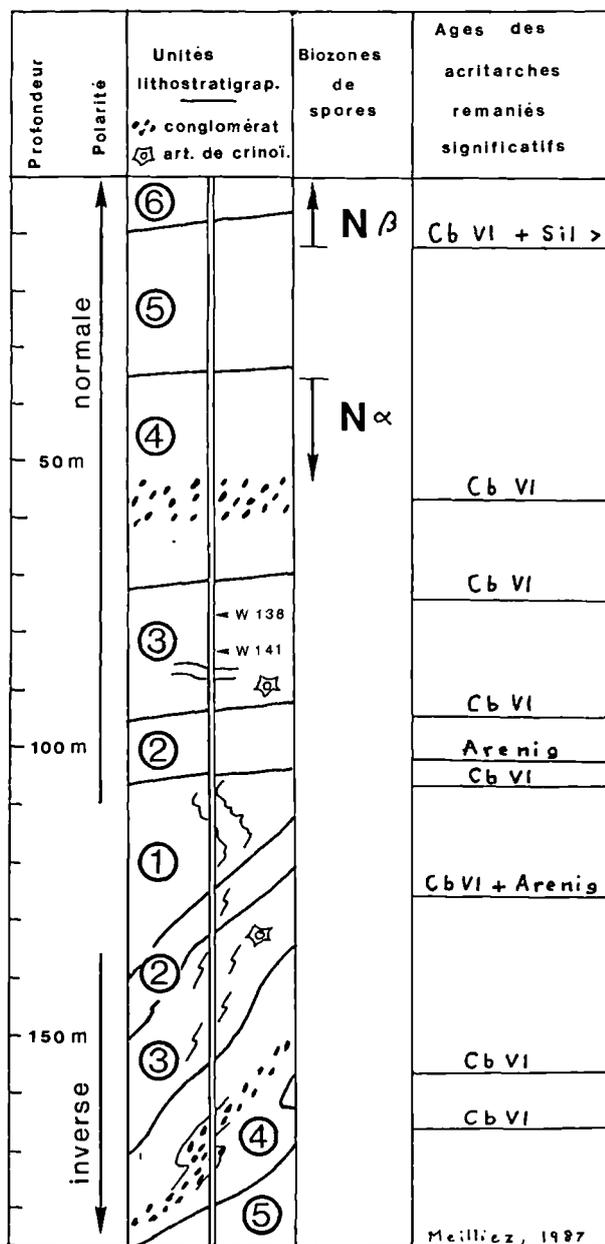


Fig. 4. - Coupe synthétique simplifiée du sondage de Willerzie (inédit, extrait d'un rapport détaillé à paraître au Service Géologique de Belgique).

Mise en évidence d'une lithostratigraphie qui permet de proposer une structure d'anticlinal déversé. Il est très probable que la plateur de cet anticlinal ait glissé sur son dressant. La zone majeure de glissement se situe vers 105 m. Les résultats palynologiques sont dus à Roche *et al.* (1986) et Steemans (1986).

Fig. 4. - Simplified chart of the Willerzie borehole (unpublished; a detailed description of the borehole will be published by the Geological Survey of Belgium).

A specific lithostratigraphical succession allows to outline an overturned anticline. The long flat limb is likely to have been thrust over the short steep limb. The glide plane would lie at 105 m depth. Palynological results are due to Roche *et al.* (1986) and Steemans (1986).

Toute sollicitation mécanique qui intervient ultérieurement est susceptible de modifier ce réseau, en le faisant évoluer dans le sens d'une plus grande densité, c'est-à-dire en le rendant plus compact et moins poreux. Cette évolution s'accompagne nécessairement de l'évacuation d'une partie des eaux connées.

L'échappement des fluides et la compaction du sédiment sont les deux résultats de la consolidation.

C'est l'échappement des fluides vers le haut qui est responsable de la dislocation du sédiment non consolidé. Il y a en effet, compétition entre la vitesse ascensionnelle des fluides (V_f) et la vitesse de sédimentation des particules qui composent le sédiment (fig. 5e). En théorie, il est commode de distinguer trois processus en fonction de V_f .

- A une vitesse $V_f < V_{mf}$ (vitesse minimale de fluidisation), les fluides sont évacués par *percolation*. C'est-à-dire qu'ils migrent dans les pores du sédiment sans en perturber la charpente granulaire.

- A une vitesse $V_{mf} < V_f < V_g$ (vitesse de sédimentation des grains), la force d'inertie du fluide compense le poids effectif des grains qui se disjoignent. C'est la *liquéfaction* du sédiment. Le matériau n'est plus un solide mais un fluide chargé, dans lequel les grains peuvent se resédimer.

- A une vitesse $V_f < V_g$, le fluide entraîne les particules solides dans son mouvement ascendant. C'est la *fluidification* du sédiment. Le matériau est un liquide chargé en mouvement, régi par les lois de la dynamique des fluides. En particulier, les sédiments hétérogranulaires subissent alors des phénomènes de vannage jusqu'à ce qu'ils se resédimentent dès que $V_f < V_g$.

Les variables V_{mf} et V_g dépendent de la granulométrie et de la forme des particules (fig. 5e). Le seuil V_{mf} du silt grossier et du sable fin (50 à 200 microns) est inférieur à celui du sable grossier et des phyllites (Lowe, 1975). En conséquence, V_f peut prendre une valeur (de l'ordre de 0,4 mm/s) telle que le sable fin et le silt grossier se resédimentent tandis que les phyllites se réorientent selon les lignes de flux. Là où un sédiment de cette composition se liquéfie, il y a donc l'amorce d'un vannage local, sans que la structure initiale soit effacée au voisinage.

Un sédiment qui se fluidifie en masse subit nécessairement un transport puis une resédimentation (fig. 5f) qui effacent la structure initiale.

2) Exemples de remodelisation de sédiments non consolidés à Willerzie

Les siliciclastites de la région de Willerzie permettent d'illustrer ces phénomènes. Nous prendrons trois roches, comparables dans leur composition, différentes dans leur texture : un lit décimétrique de grès argileux fin surmontant une siltite de même puissance (C1462); une alternance centimétrique de grès fin et siltite (W138); une

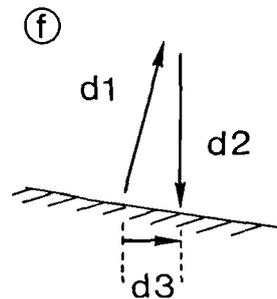
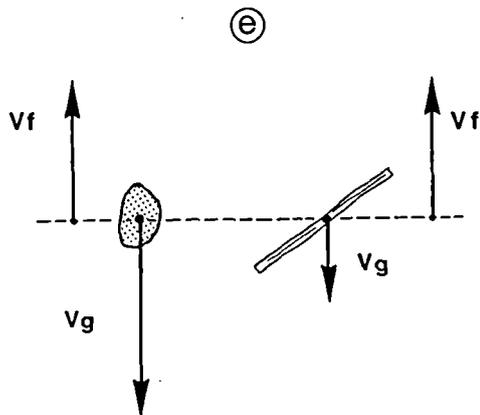
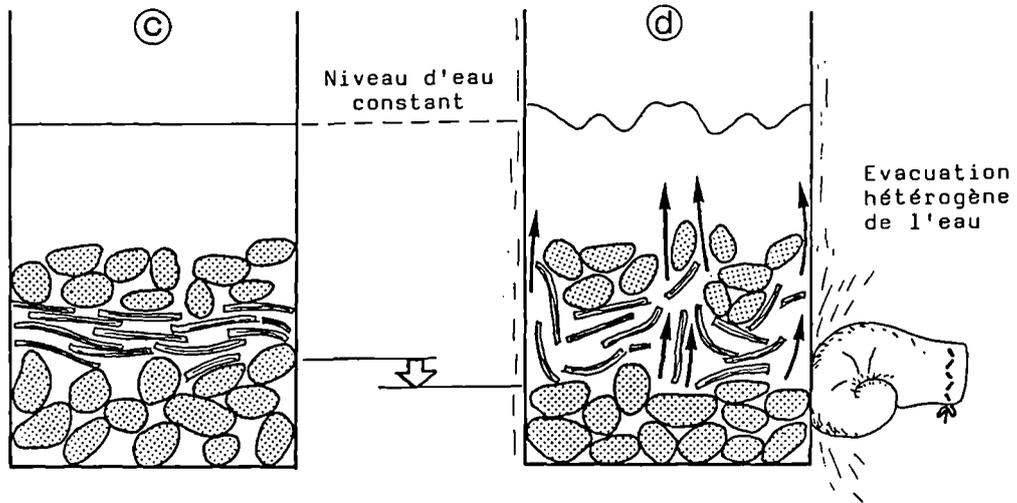
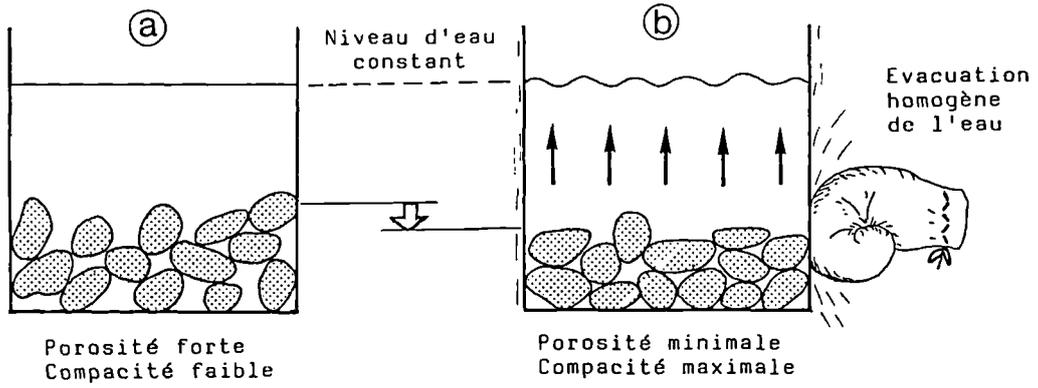
séquence pluridécimétrique du même type d'alternances, mais plus fine, remobilisée en masse (W141). Le premier échantillon provient de la carrière ancienne du Pont-Collin (fig. 2A : point c); les deux autres, de l'Unité 3 du sondage de Willerzie (fig. 4).

Dans chacune de ces trois roches, de grandes phyllites (100 à 300 microns) déterminent un fin litage horizontal. Ces phyllites sont des chlorites et des micas blancs, parfois associés en sandwich, et des biotites en voie de chloritisation. Les autres phases essentielles comportent du quartz en grains émoussés à anguleux (surtout dans les siltites), des grains transformés en symplectites chlorite - quartz (possibles orthoclases au vu des nombreux habitus cristallins conservés), de petites phyllites de chlorite et mica blanc qui enveloppent les quartz. Les phases subsidiaires comportent d'abondants fragments de tourmaline, de rares fragments de plagioclase frais, des grains d'épidote, quelques zircons d'apparence fraîche. Dans les roches du sondage, des sections prismatiques de quartz échançrés (dits « rhyolitiques ») sont dispersées dans les lits silteux et gréseux. Les phases secondaires comportent des grains et agrégats de sidérite automorphe qui abondent dans les lits gréseux, des cubes et de petits framboïdes de pyrite automorphe qui abondent localement dans les lits silteux.

Le clivage est pénétratif à l'échelle de l'échantillon, disjonctif en lame mince. Il est souligné par la concentration de minéraux opaques, ce qui évoque un processus de dissolution. L'espacement est centimétrique dans les grès épais (C1462), millimétrique ailleurs. De fines lamelles de mica blanc ont cristallisé ou recristallisé dans le clivage. Ces lamelles sont rectilignes, indépendantes des grains qui constituent les autres phases, plus grandes dans les siltites que dans les grès. Elles marquent une faible schistosité, dont la fabrique est superposée aux structures anciennes (fig. 6C). Ces lamelles étant peu abondantes et dispersées dans la roche, ne masquent pas les structures anciennes qui sont donc interprétables.

Dans l'échantillon C1462, une seule interface grès-siltite existe. Elle est franche et cohérente mais irrégulièrement festonnée, ce qui suggère la mobilité de l'interface siltite-sable avant lapidification. Dans la siltite, le litage, souligné par les grandes phyllites, est rebroussé vers le haut le long de zones verticales dans lesquelles ces phyllites sont redressées, ainsi que les grains de quartz les plus allongés (fig. 6A : point a). Ces zones sont appelées *piliers de liquéfaction* (Lowe, 1975) : elles ont canalisé le flux des eaux connées s'échappant vers le haut. Les grands grains réorientés ont fossilisé les lignes de flux.

L'eau qui évacue ainsi la siltite parvient au toit de celle-ci, à l'interface avec le sable. Si la vitesse ascensionnelle de l'eau (V_f) est faible, l'évacuation se poursuit dans le sable par percolation, latéralement et/ou verticalement, sans perturbation. Si elle dépasse la valeur du seuil V_{mf} au silt grossier et au sable fin, celui-ci se liquéfie. Cette vitesse est nécessairement atteinte (voir plus



$V_f = f_1$ (densité, viscosité, débit)
 $V_g = f_2$ (densité, forme, orientation)

haut) au débouché d'un pilier de liquéfaction de la siltite sous-jacente (fig. 6A : point *b*). Un autre pilier se développe donc dans le lit sableux sus-jacent (fig. 6A : point *c*). A la base de celui-ci, une poche de sable a descendu dans la siltite, témoignant d'une liquéfaction locale (fig. 6A : point *d*).

Dans une section parallèle à la stratification, des plages à grain fin, riches en phyllites et dépourvues de sidérite (fig. 6A : point *e*), se distinguent de celles qui les entourent, plus grossières (fig. 6A : point *f*). En outre, les secondes sont équantes, tandis que les premières peuvent montrer une orientation préférentielle des phyllites et des quartz allongés, plus abondants qu'ailleurs (fig. 6A : point *g*). Les traces falciformes du clivage, soulignées d'opaques, suggèrent que ces zones à grain fin aient été plus compressibles que leur entourage. La composition, la texture et la structure de ces zones suggèrent de les considérer comme des sections de piliers, ayant atteint le stade de la fluidification.

Ces piliers apparaissent à l'affleurement par érosion différentielle, en relief ou en creux selon le faciès qu'ils traversent. La majeure partie des "tubes annelés" (Roche *et al.*, 1986) correspondent à de tels piliers.

L'échantillon W138 est formé de lits centimétriques de siltite et de grès alternés (fig. 6B). Un lit de grès, plus épais que d'autres, ravinant la siltite sous-jacente, indique une polarité normale (point *a*). A l'échelle de l'échantillon, les autres lits gréseux paraissent plus perturbés que les lits silteux. Les poches dues à la liquéfaction, descendues dans la siltite sous-jacente, sont nombreuses (fig. 6B : points *b*). Certaines sont surmontées de filonnets de siltite, injectés dans le sable sus-jacent. Un

filonnet de sable est aussi injecté dans la siltite sus-jacente (fig. 6B : points *c*). Ces filonnets clastiques sont des structures de fluidification.

Une réserve doit être faite pour certaines poches sableuses enfoncées dans la siltite sous-jacente. La distinction d'une telle structure d'avec un terrier n'est pas simple. Un critère d'identification peut être la structure interne du matériau de remplissage. Dans un pilier de liquéfaction ou de fluidification, les grandes phyllites fossilisent les lignes de flux. De plus, les contours du pilier sont diffus : le passage du sédiment au pilier est continu. Un litage interne peut être préservé dans un terrier dont le remplissage est tardif (fig. 6C). De plus, les limites du terrier sont souvent franches, tapissées d'opaques ou de matière organique. La présence d'amas pyriteux peut être ici, un indice d'une activité biogénique locale (fig. 6B : point *d*).

Les exemples ci-dessus illustrent bien la difficulté à identifier ces structures inorganiques. Leur identification est ici assez aisée parce que les processus invoqués n'ont eu qu'une action ponctuelle. Le schéma théorique a permis de montrer l'influence des hétérogénéités dues aux variations granulométriques d'une part, à la structure litée d'autre part (fig. 5). Il en ressort qu'un même fluide, évacué à une vitesse donnée, peut le faire différemment selon les endroits : percolation, liquéfaction, fluidification. Les structures résultantes sont diversifiées en fonction de la composition et de la structure du sédiment. Une fluidification homogène n'intervient que si le flux ascendant est suffisamment important pour disloquer l'ensemble du sédiment, ou qu'un facteur externe supplémentaire introduit une nouvelle cause d'instabilité.

Fig. 5. - Le principe de la consolidation.

Un sédiment fraîchement déposé a souvent une forte porosité et une faible compacité (a). Une faible sollicitation mécanique externe peut réarranger les grains et améliorer la compacité du sédiment (b). Une partie de l'eau intergranulaire est nécessairement évacuée vers le haut. Le sédiment est alors consolidé.

Si le sédiment déposé est hétérogène dans sa composition et sa structure (c), le même phénomène peut conduire à la dislocation de lits sus-jacents car le lit phylliteux, peu perméable, contrarie l'évacuation de l'eau (d).

Le facteur déterminant est la vitesse ascensionnelle du fluide évacué (e : V_f). Elle s'oppose à la vitesse de sédimentation des grains (V_g), qui dépend de la granulométrie et de la forme des grains. Le mouvement d'un grain à chaque instant est déterminé par la résultante des deux vecteurs.

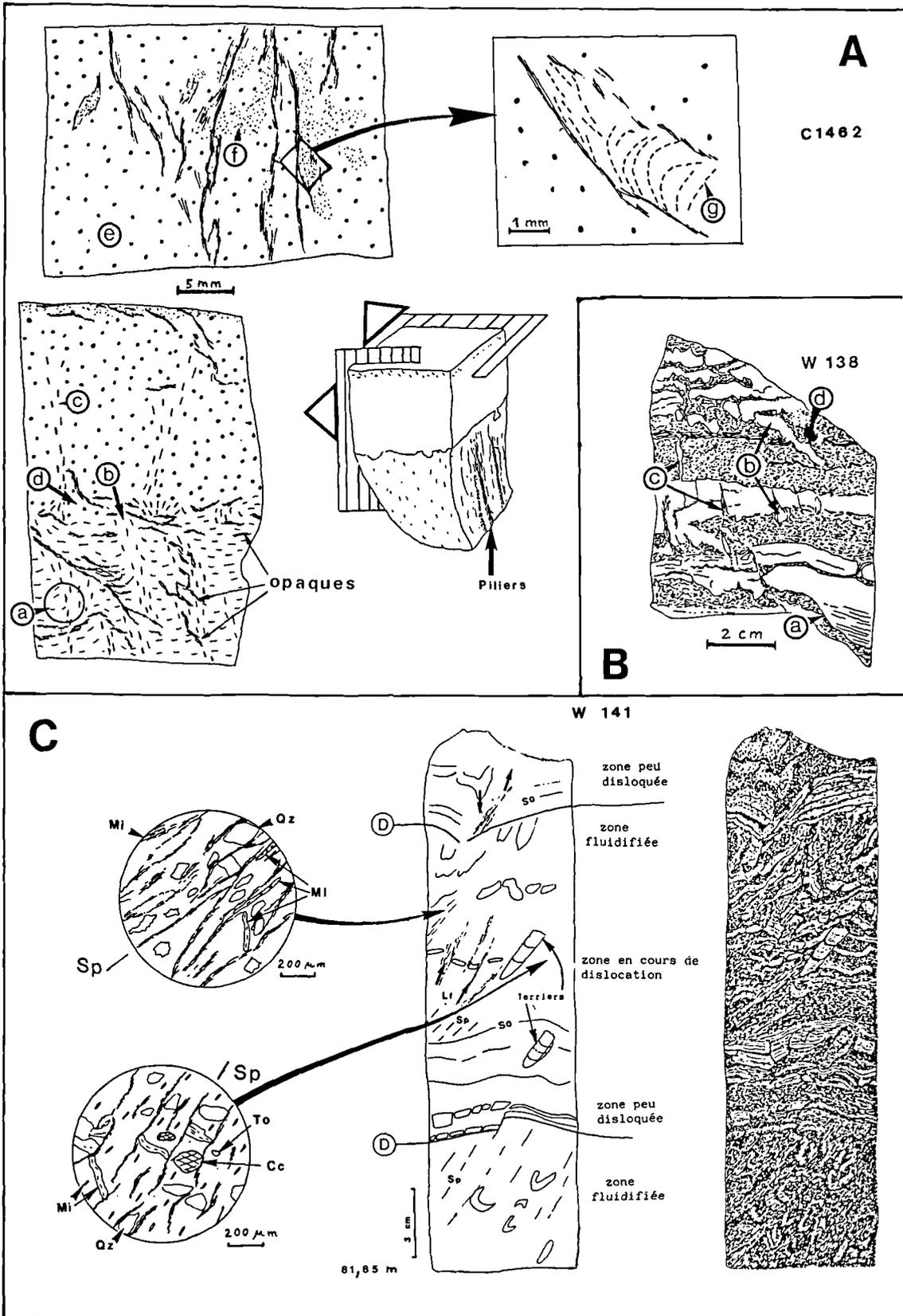
Dans un sédiment fluidifié, un grain subit un déplacement ascensionnel d_1 (f), suivi d'une retombée d_2 . L'effet d'une action latérale d'origine externe (flux, pente) peut déterminer une composante latérale de déplacement (d_3). C'est sur ce principe que se déplacent les loupes de glissement qui, en milieu aqueux, peuvent dégénérer en coulées de débris et courants de turbidité.

Fig. 5. - The consolidation of soft-sediment.

A newly-deposited sediment has a high porosity and a low compacity (a). A weak external stress is able to make the grains to rearrange. They do with a porosity decrease and a compacity increase (b). As a result, fluids are expelled upwards. The sediment becomes consolidated.

With an heterogeneous sediment (varying grain size, layering : c), the same phenomenon leads to a disruption of the overlying laminations or beds. Fluids are compelled by low-permeability horizons that might be locally torn off by a sudden escape of overpressured fluids (d). The determinant parameter is the fluids velocity (e : V_f) that matches the settling grain velocity (V_g), depending on grain size and grain shape. Hence the motion of any grain is determined by the resultant vector at any time.

Within a fluidized sediment a given grain may move upwards (d_1 : f) and then settle down (d_2). While dropping such a grain might be submitted to an external action that makes it to move laterally (d_3). When such a behaviour affects a soft-sediment mass, this may evolve as a slide, a debris flow or a turbidity current, depending on its composition, its size and the triggering action.



Dans l'échantillon W138, toutes les structures verticales sont inclinées du même côté (fig. 6B). Trois raisons, non antagonistes, peuvent en rendre compte. La première, la plus tardive et donc la plus évidente *a priori*, est la composante de cisaillement simple qui a pu donner naissance au clivage. La deuxième, précoce, est un déplacement latéral, même faible, qu'aurait permis une fluidification éphémère (fig. 5f). La troisième est la liquéfaction d'un lit sableux sous-jacent et soumis à une surpression de fluide. Cette dernière cause n'est pas nécessairement précoce. Si le lit surpressé atteint une surface libre (par érosion ou par fracturation), il devient le siège d'un glissement de la masse qu'il supporte.

Si ce déplacement est assez faible pour n'entraîner aucune perturbation dans la structure des lits sous-jacents, son action est indécélable. Elle n'en a pas moins été réelle. Par contre, si les lits surincombants ne sont pas non plus consolidés, ils peuvent à leur tour être facilement liquéfiés et/ou fluidifiés. Ils ont alors tendance à se désorganiser, de façon d'autant plus importante que ces processus ont pu être actifs.

L'échantillon W141 illustre bien ce propos (fig. 6C). Il montre trois séquences superposées. La séquence médiane est complète. Elle comporte une zone peu disloquée à la base, une zone intermédiaire puis une zone fluidifiée au sommet. Cette séquence est encadrée par deux surfaces discordantes. Chacune coiffe une zone fluidifiée, et supporte une zone finement litée.

La base de la séquence médiane montre encore des structures de distension synsédimentaire, préservées. Dans la zone médiane, la faible schistosité n'est marquée que par les très fines lamelles de mica blanc de néogène, et la structure œillée des lignes de flux des piliers autour des grains non phylliteux les plus gros. L'aplatissement lié à cette schistosité est trop faible pour justifier l'inclinaison du débit transverse à la stratification. Mais il a pu en accentuer l'aspect initial.

En résumé, l'échantillon W141, comme l'ensemble de l'Unité 3 dont il est issu, témoigne de l'instabilité gravitaire synsédimentaire. Une instabilité de densité se tra-

duit par les structures de liquéfaction et fluidification ; une instabilité de pente se traduit par un déplacement latéral. Si aucune butée ne bloque la masse sédimentaire mobilisée, celle-ci se met en mouvement. Si des turbulences se produisent dans la masse en translation, le sédiment peut se fluidifier et se disloquer avant de se redéposer plus loin vers l'aval.

3) Répartition spatiale des faciès disloqués dans la vallée de la Hulle

Les trois échantillons choisis permettent de mettre en évidence une progression dans l'instabilité. Le premier n'évoque pas de déplacement latéral net. Le deuxième permet d'en soupçonner l'intervention. Le troisième en introduit la nécessité. Les structures résultantes sont de plus en plus désorganisées du premier au troisième exemple.

Dans l'échantillon W141, au sommet de la séquence inférieure, la plupart des charnières gréseuses isolées sont synformes (fig. 6C). C'est l'indice d'une origine par fluidification (rebroussement du litage dû à l'échappement des fluides vers le haut) plutôt que par raccourcissement. Le déplacement latéral, qui est resté faible, n'a pas encore conduit à la désorganisation totale de la masse, et à la rotation de ces charnières pour les placer dans une attitude quelconque. Ce stade est pourtant atteint en certains sites de la vallée de la Hulle (fig. 2A : points *i* à *n*).

Pour qu'un sédiment non consolidé puisse ainsi se déplacer jusqu'à fluidification complète et resédimentation, il faut que son enfouissement soit très faible, voire nul, et qu'une pente permette la translation de la masse remobilisée. La première condition est admise à titre d'hypothèse. La seconde peut être argumentée à partir de la répartition géographique des faciès disloqués.

Sur la carte (fig. 2A), les points *i* à *m* montrent une grande abondance de charnières gréseuses dispersées dans la siltite. La stratification *y* est indéfinissable. Les carrières de Willerzie (point *n*) livrent de bons affleurements d'ardoise silteuse se débitant en grandes plaques. Aucun lit gréseux ne permet d'y déceler la stratification.

Fig. 6. - Exemples de structures de consolidation dans le Dévonien inférieur de la région de Willerzie.

- A : Grès fin et siltite en lits épais : une lame perpendiculaire au contact ; une autre parallèle au litage dans le grès.
B : Alternances centimétriques : contact ravinant (a) donnant la polarité ; poches de liquéfaction (b) ; filonnets clastiques (c) ; amas de pyrite (d).
C : Alternances millimétriques avec séquence témoinant du stade initial de la remobilisation.

Fig. 6. - Examples of soft-sedimentary structures from the Early Devonian in Willerzie area. Lithologies are laminated siltstone and fine-grained sandstone with various relative thicknesses according to samples. Disjunctive, spaced cleavage outlined by opaque minerals, with a high-angle to bedding.

- A : Thickly-bedded : 2 sections perpendicular and parallel to bedding : (a) = large phyllites outline a smooth lamination within siltstone, and are straightened up across a pillar ; pillars of fluidification within siltstone (b), within sandstone (c) ; (d) = pocket of liquefied sand ; section of a pillar exhibits siltstone (f) surrounded by fine-grained sandstone (e).
B : Medium-bedded : Siltstone scoured (a) by laminated fine-grained liquefied sand pockets (b) ; fluidified clastic dykelets (c) ; fine-grained pyrite aggregate (d).

Mais quelques niveaux contiennent des charnières de grès fin, plus ou moins dispersées dans la masse. Je considère ces niveaux comme des épandages de sédiments non consolidés remobilisés, et resédimentés en un site plus distal que pour les affleurements précédents.

A l'extrême, dans les ardoisières de Cocolle (point o), les charnières gréseuses existent encore, mais leur abondance est faible. Leur présence aléatoire devait nuire à la qualité, déjà médiocre, de l'ardoise locale, d'où l'arrêt des exploitations. Ce site se situerait en position très distale par rapport à la région de départ.

Il est ainsi possible de distinguer un domaine à faciès stratifiés d'un domaine à faciès disloqués. Ces domaines sont séparés par une zone qui, au NW de Willerzie (fig. 2A), apparaît singulièrement rectiligne. Cette linéarité suggère une zone de fractures. Mais aucune fracture à l'affleurement n'a encore été explicitement reconnue comme précoce. Pourtant des arguments cartographiques et stratigraphiques permettent de proposer une interprétation dans ce sens.

IV - CORRÉLATIONS ET PALÉOENVIRONNEMENT

Les données biostratigraphiques disponibles permettent de cerner les corrélations possibles. Steemans (1986) a calé sa biozonation de spores sur celle des chitinozoaires, elle-même calée sur la limite conventionnelle Silurien-Dévonien (fig. 7). Un diagramme a été construit (fig. 8), qui représente la puissance des séries transgressives sur le Massif de Rocroi, en plaçant à l'horizontale la base des Schistes bigarrés d'Oignies.

Deux observations s'imposent. La première est le diachronisme de la discordance qui s'effectue dans cette région, du SE vers le NO (Steemans, 1986), plutôt que du SO vers le NE comme on l'admettait habituellement (Asselberghs, 1946 ; Bultynck, 1977). La seconde est la nécessité d'admettre la part active prise par des failles, au contrôle de la sédimentation.

Les coupes de la carrière (fig. 2A, f) et du sondage (g) montrent que sur une même verticale, les faciès silteux sont intercalés de faciès gréseux grossiers, analogues à ceux trouvés dans les Grès d'Haybes de la Formation de Fépin (Meilliez, 1984). Il est donc raisonnable de proposer que la base des Siltites du Pont-Collin passe latéralement au sommet de la Formation de Fépin. Cette proposition s'accorde bien avec les données biostratigraphiques disponibles (fig. 8). Elle s'impose dès qu'on admet la disparition des Grès d'Haybes au Sud de Willerzie. Elle n'implique pas que le passage coïncide avec des failles.

Le contrôle par failles est une hypothèse de travail qui repose sur trois indices :

- La variation de puissance est actuellement forte sur quelques kilomètres. Or, il s'agit de matériau pélitique, pour lequel un facteur de compaction de 3 est raisonnable, ce qui amplifie le gradient de puissance initial.

- La présence des faciès disloqués oblige à admettre l'existence de pentes assurant le transit des sédiments remobilisés et des coulées de débris grossiers (conglom-

	CHITINOZOAIRES	SPORES	ACRITARCHES	CONODONTES
DEVONIEN Lochkovien	29	M	I	Cww Orr
	28	---	A	
	27	R		
	26	N α	D	
	25	A Sp. E	?	
SILURIEN Pridoli	24			

Fig. 7. - Biozonations disponibles à la limite Silurien-Dévonien (repris de Steemans, 1986 ; complété pour les conodontes d'après Borremans et Bultynck, 1986).

Biozonation des chitinozoaires d'après Paris, des spores et des acritarches d'après Steemans. Les deux conodontes cités sont les deux espèces caractéristiques trouvées dans le Calcaire de Naux < : Cww = *Caudicriodus woschmidti woschmidti* ; Orr = *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*.

Fig. 7. - Biozonations at the Silurian-Devonian boundary (from Steemans, 1986, completed with specific local conodonts from (Borremans et Bultynck, 1986).

Chitinozoan zonation is from Paris, spores and acritarchs from Steemans. The two conodonts are those found within the Naux Limestone : Cww = *Caudicriodus woschmidti woschmidti* ; Orr = *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*.

rats à matrice pélitique abondante : Meilliez, 1984). La répétition de ces accumulations sur une même verticale suppose que ces pentes soient maintenues, et donc réactivées par à-coups.

- Jones et Addis (1986) ont montré, dans des matériaux analogues à ceux qui sont examinés ici, que la subsidence et la compaction différentielles créent, à quelques mètres de profondeur, un état de contrainte qui atteint facilement le seuil de rupture par traction.

Les conditions géométriques et mécaniques paraissent donc réunies pour qu'il soit possible d'élaborer un modèle régional de contrôle de la sédimentation par failles dans un contexte distensif.

Selon Jones et Addis (1986), la zone de transition entre deux domaines qui diffèrent par leur taux de subsidence, est le siège de contraintes de traction subhorizontale. Selon le rapport entre vitesse de subsidence et vitesse de compaction, une ou plusieurs failles normales s'individualisent. Leur caractéristique est d'avoir tendance à acquérir un profil listrique (variation de pendage d'environ 20 à 30°), qui s'aplatit avec la compaction (Davison, 1987). Avec le temps, plusieurs failles peuvent s'accumuler dans la série, donnant actuellement l'impression d'une zone faillée large et diffuse. Il est important de noter que ces failles sont un effet de la subsidence en contexte distensif, et non le moteur. Celui-ci doit être recherché dans une distension au niveau du substratum.

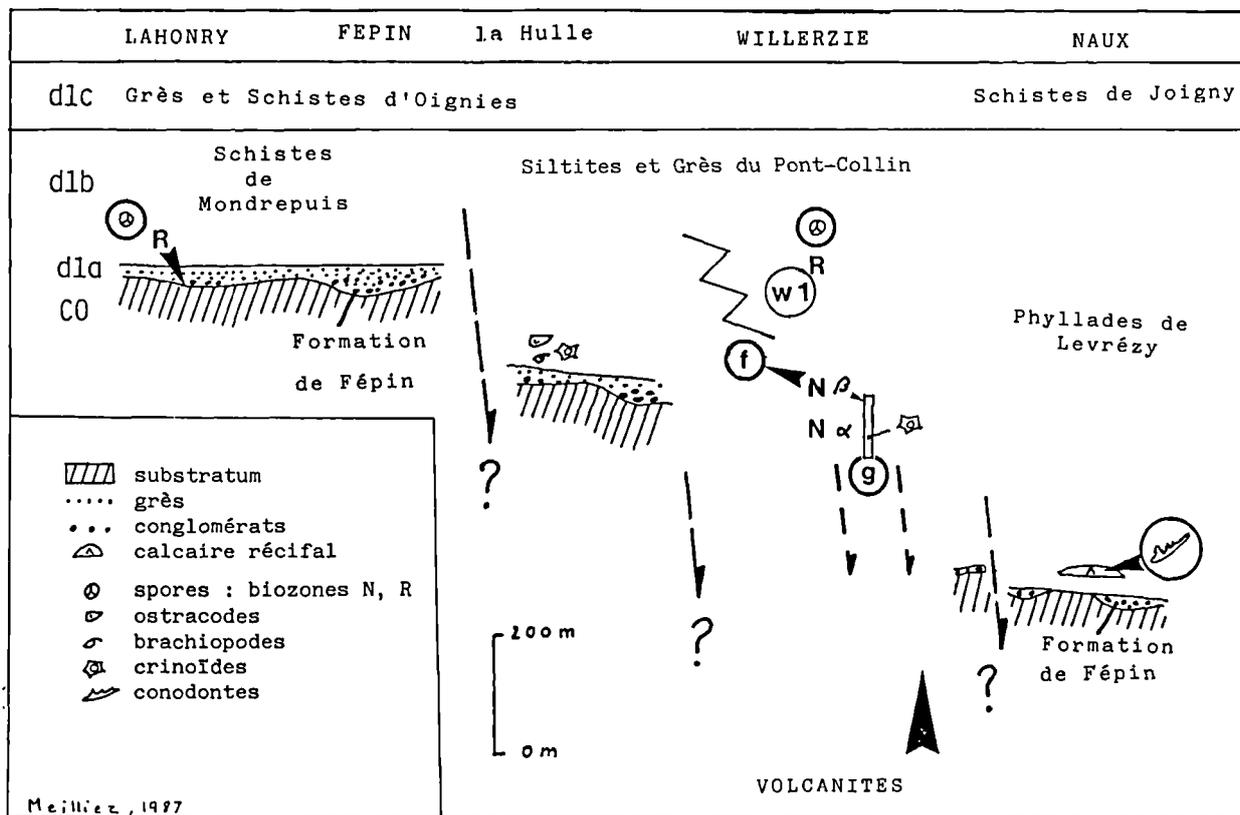


Fig. 8. - Diagramme synoptique de corrélations des dépôts discordants sur les bordures du Nord et de l'Est du Massif de Rocroi.

Il n'y a pas d'échelle horizontale. Les localités sont situées sur la carte (fig. 1B).

Fig. 8. - Correlation diagram within Early Devonian beds around northern and eastern rims of the Rocroi Massif. No horizontal scale. Localities are on fig. 1B. This diagram yields arguments for synsedimentary faulting along a regional fracture system. Mapping data (fig. 2A) might suggest an extensional system with NNW-SSE and WSW-ENE normal faults.

La linéarité d'une telle zone a pu être préservée au NW de Willerzie, où la déformation ultérieure est faible (fig. 2C). Sa direction, N160, est invariante dans le raccourcissement carbonifère (Meilliez, en cours). On peut donc admettre une orientation initiale NNW-SSE pour cette zone.

Par ailleurs, les variations de puissance s'effectuent du Nord vers le Sud, et non d'Ouest en Est. Il est vraisemblable (voir plus haut) que ces variations se font au travers de fractures, initialement orientées WSW-ENE, actuellement reprises dans les structures N060. Les points *j* et *k* (fig. 2A) appartiendraient ainsi à des sites en position basse.

En résumé, en tournant autour du Massif de Rocroi depuis le Nord, par l'Est et le SE :

- les Schistes de Mondrepuis passent latéralement aux Siltites et Grès du Pont-Collin, puis aux Phyllades de Levrézy ;

- en bordure nord du Massif de Rocroi, cette unité lithostratigraphique succède à la Formation de Fépin, alors que vers l'Est (et *a fortiori* vers le Sud) sa base est synchrone de tout ou partie de cette formation ;

- l'unité des Siltites et Grès du Pont-Collin couvre une région de transition dont la largeur est liée aux migrations latérales de ruptures de pente : dans le

domaine resté stable se sont accumulés des dépôts finement stratifiés, remaniés superficiellement sur la pente, vers l'aval ;

- chaque rupture de pente est probablement superposée à un entrelacs de failles synsédimentaires, produites par traction sous les effets conjugués d'une subsidence et d'une compaction différentielles ;

- dans cette région de la Hulle, les variations latérales de puissance et de faciès des Siltites et Grès du Pont-Collin peuvent s'expliquer par un système de zones de fractures en extension orientées NNW-SSE et WSW-ENE.

La Zone Faillée de Willerzie paraît limitée au nord par une zone de fractures N060, qui serait une zone de failles synsédimentaires, ayant joué en extension à la limite Silurien-Dévonien, et en faille inverse au Carbonifère (fig. 2B et 2C). C'est là que se met en place un matériel volcano-sédimentaire, lié à un magmatisme à caractère distensif (Goffette *et al.*, à paraître).

Remerciements. - Le travail sur le sondage de Willerzie a été rendu possible par le Service Géologique de Belgique, et M. le Professeur A. Beugnies, dont je tiens à saluer la mémoire. J'ai plaisir à remercier MM. Goffette et Pennisson, pour leur concours sur le terrain, M^{me} Pelhate, MM. Chamley, Blicck et Mansy pour les nombreuses discussions sur la sédimentologie et la structure de cette région.

RÉFÉRENCES CITÉES

- 1) ALLEN J.R.L. (1984). - Sedimentary structures : their character and physical basis. 1, Elsevier, Amsterdam, 594 p.
- 2) ASSELBERGHS E. (1946). - L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol., Univ. Louvain*, 24, 598 p.
- 3) BEUGNIES A. (1963). - Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 270, 155 p.
- 4) BEUGNIES A. (1969). - Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie. *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles*, 77, p. 311-329.
- 5) BEUGNIES A. & WATERLOT G. (1965). - Carte à 1:50 000 de Fumay (XXX-8) - 1^{re} édition. B.R.G.M., Orléans.
- 6) BORREMANS G. & BULTYNCK P. (1986). - Conodontes du calcaire de Naux-Gedinne inférieur au sud immédiat du massif de Rocroi (Ardenne française). *Aardkundige Mededelingen*, Leuven. 3, p. 45-58.
- 7) BULTYNCK P. (1977). - Conodontes de la série de Liévin (Siluro-Dévonien) de l'Artois (Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 47, p. 11-20.
- 8) DAVISON I. (1987). - Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. *J. Struct. Geol.*, Oxford, 9, n° 4, p. 393-401.
- 9) DUMONT P. & HASNON M. (1975). - Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie. *Ass. franç. Avanc. Sc., Actes*, 94^e congrès, 9 p.
- 10) GODEFROID J. (1982). - Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and Brachiopod biostratigraphy. A synopsis. In ZIEGLER W. & WERNER R. (eds), « On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian Matters », *Cour. Forsch.-Inst., Senckenberg*, 55, p. 97-134.
- 11) GOFFETTE O., MEILLIEZ F. & GAGNY C. (à paraître). - Données nouvelles sur le magmatisme du Massif de Rocroi (Ardenne). Soumise à *Géol. France*, Orléans.
- 12) GOSSELET J. (1898). - Note sur la carte géologique des planchettes de Gedinne et de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 27, p. 107-138.
- 13) HEDBERG H. (1979). - Guide stratigraphique international. Doin, Paris, 234 p.
- 14) JONES M.E. & ADDIS M.A. (1986). - The application of stress path and critical state analysis to sediment deformation. *J. Struct. Geology*, Oxford, 8, p. 575-580.
- 15) LOWE D.R. (1975). - Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, Oxford, 22, p. 157-204.

- 16) LOWE D.R. (1976). – Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, Oxford, 23, p. 285-308.
- 17) MEILLIEZ F. (1984). – La formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne): un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103, p. 37-53.
- 18) MILHAU B., BRICE D. et MEILLIEZ F. (ce volume). – Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 107, p.
- 19) ROCHE M. (1985). – Contribution à l'étude du sondage et de la région de Willerzie. Mém. fin d'études, Univ. Libre de Bruxelles (Inédit).
- 20) ROCHE M., SABIR M., STEEMANS P. & VANGUES-TAINE M. (1986). – Palynologie du sondage et de la région de Willerzie. *Aardkundige Mededelingen*, Leuven, 3, p. 149-190.
- 21) STEEMANS PH. (1982). – L'âge du poudingue de Fépin (base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 90, (4), p. 331-340.
- 22) STEEMANS PH. (1986). – Palynostratigraphie de l'Eodévonien. Thèse doctorat, Univ. Liège, 408 p. (ronéotypée).
- 23) WATERLOT G. (1974). – Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). In J. DEBELMAS éd., "Géologie de la France", Doin, Paris, 1, p. 42-58.

La série de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la région d'Eleokhorion - Mont Parthenion (Péloponnèse, Grèce)

Transition serie between Tripolitza and Pindoszon in Eleokhorion - Mount Parthenion area (Peloponnesus, Greece)

par Yannis BASSIAS (*) et Spyros LEKKAS (**)

Résumé. – L'étude stratigraphique accompagnée d'une cartographie à l'échelle 1:20.000 a permis de mettre en évidence en Péloponnèse orientale une série bréchique calcaire d'âge Crétacé supérieur à Paléocène probable. Cette série a été ultérieurement, tectoniquement, intercalée entre les nappes de Tripolitza et du Pinde. Durant le Crétacé supérieur la marge interne de la plateforme de Tripolitza a subi des fracturations intenses et en alimentant ses proximités a conduit à la naissance de cette série bréchique de transition paléogéographiquement située entre la marge de Tripolitza et le sillon du Pinde.

Abstract. – *Stratigraphic analysis and mapping in 1:20.000 scale in Eastern Peloponnesus support evidences of an Upper Cretaceous to Paleocene (probable) carbonate breccia series. The series is thrust between the Tripolitza and the Pindos nappes. During the Upper Cretaceous the internal margin of the Tripolitza platform suffered intense fracturing which led to the sedimentation of the transitional carbonate breccia series between the Tripolitza margin and the Pindos trough.*

I. – INTRODUCTION

Deux séries de transition entre les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos sont connues en Grèce : la série de Megdhovas en Grèce continentale (Fleury, 1976) et la série de Mangassa en Crète (Zambetakis-Lekkas, 1977) paléogéographiquement très proche de la série d'Ethia (Bonneau et Fleury, 1971) et considérée auparavant comme transition entre les zones de Gavrovo-Tripolitza et Ionienne (Papastamatiou *et al.*, 1960). En Péloponnèse, des niveaux bréchiques ont été décrits, dans les écaillés frontales de la nappe d'Olonos (Dercourt, 1964); Izart, 1976); d'autres dans la nappe décrite autour de la fenêtre d'Artemision (Dercourt, 1964; Fleury, 1980), ainsi que dans le flysch de Tripolitza (Deweever, 1976; Lekkas, 1977). Dans le Péloponnèse central, Lekkas et Zambetakis-Lekkas (1980) décrivent la série de Mangassa tectoniquement intercalée entre les nappes de Tripolitza et du Pinde. Des formations équivalentes ont aussi été étudiées au nord-est de Vitina (série d'Agriadaki: Karotsieris, 1981), au sud de

Tripolis (Georgoulis, 1984) et à l'est de Tripolis (Bassias, 1984).

A l'est de la montagne Parthénion (feuille géologique d'Astros 1:50.000, Tataris *et al.*, 1970), deux affleurements riches en horizons bréchiques apparaissent. Sur l'un des affleurements, situé sur la route Eleokhorion-Andritsa, Tataris et Maragoudakis (1965) ont observé 50 m d'une transition au flysch de Tripolitza aux dolomies. Les dolomies sont grises à gris-clair, cristallines en plaquettes avec des intercalations de cherts épais de 2 à 15 cm. Elles alternent avec des calcaires jaunes-blanchâtres ou roses et avec des niveaux de schistes marneux centimétriques à métriques. Les calcaires ressemblent à ceux d'Olonos mais leur degré de cristallisation est plus avancé. Les horizons supérieurs sont bréchiques à éléments provenant essentiellement de la série de Tripolitza et plus rarement de la série du Pinde-Olonos. L'ensemble de cette série correspond d'après Tataris et Maragoudakis (1965) aux niveaux supérieurs du flysch de Tripolitza. Nous avons étudié cet affleurement et

(*) Laboratoire de Géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris Cedex (France).

(**) Département de Géologie Dynamique - Tectonique - Appliquée, Université d'Athènes, Panepistimioupolis, Zografou 15784, Athènes (Grèce).

Note présentée le 9 décembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 mars 1988.

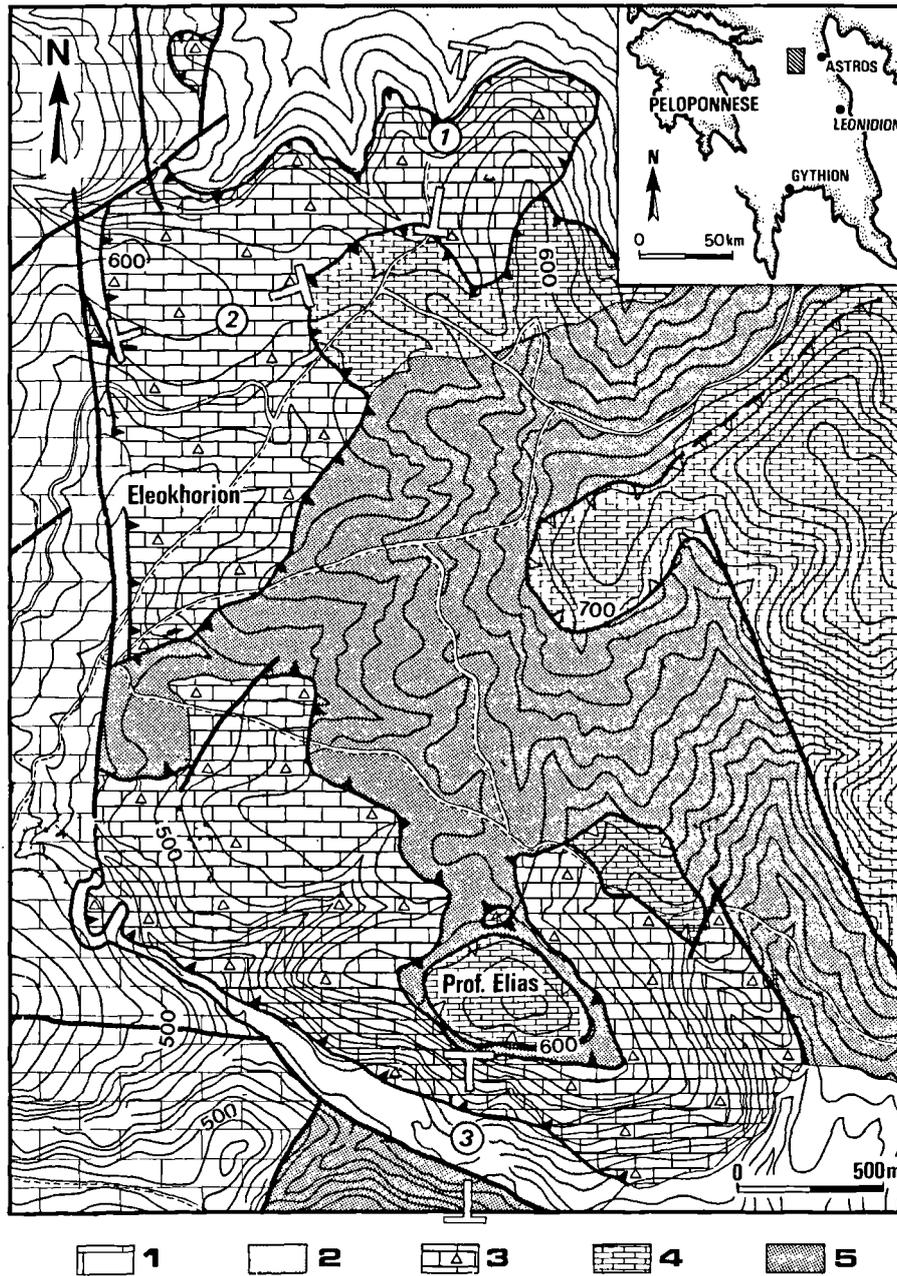


Fig 1. - Carte géologique de la région étudiée.

- 1 : Série calcaire de Tripolitza. - 2 : Flysch de Tripolitza. - 3 : Série de transition. - 4 : Calcaires crétacé-supérieur du Pinde-Olonos. - 5 : Couches de passage et flysch du Pinde-Olonos.
1, 2 et 3, localisation des profils de la figure 2.

Fig. 1 - Geological map of the studied area.

- 1 : Tripolitza limestones. - 2 : Tripolitza flysch. - 3 : Transition Series. - 4 : Upper Cretaceous limestones of the Pindos-Olonos ;
5 : "Couchers de passage" and flysch of the Pindos-Olonos.
1, 2 and 3 are profiles of figure 2.

deux autres situés à l'est de la montagne Parthenion, l'un au nord, l'autre au sud du village Eleokhorion. Notre étude est fondée sur une carte géologique à l'échelle 1 : 20.000 (fig. 1) et le relevé de trois profils majeurs (fig. 1 et 2) décrits ci-dessous. Les déterminations paléontologiques ont été fournies par J.J. Fleury et G. Bignot.

II. - STRATIGRAPHIE

1) Description des affleurements

A) LA COUPE A L'EST D'ELEOKHORION

A l'est d'Eleokhorion (fig. 2 : profils 1a et 1b) et en dessous de la route qui conduit à Andritsa deux profils ont été prélevés. Le premier profil (1a) est tectoniquement intercalé entre la base du deuxième (1b) et le flysch de Tripolitza.

a) *Le profil 1a* présente à son sommet une forte dolomitisation précoce et l'ensemble est affecté par une forte dolomitisation tardive. De bas en haut, on observe :

2 m de calcaires bréchiqes à gros éléments (7 à 10 cm) contenant des clastes d'Echinodermes, de calcaires oolithiques et micritiques.

2 m de calcaires à éléments bréchiqes et microbréchiqes dont la phase de liaison est riche en argiles et quartz favorisant un clivage.

2 m de brèches à éléments (1 à 2 cm) calcaires, oolithiques, micritiques et sparitiques à quartz ou blocs à gros éléments dolomitiques de taille de 10 cm environ.

5 m de dolomies saccharoïdes en bancs épais, probablement d'ancienne brèche à quartz anguleux, caractérisées à leur base par des déformations synsédimentaires et par un litage centimétrique répétitif.

b) *Le profil 1b* se différencie du profil 1a par la présence des bancs de chert, par l'absence de très gros éléments et par une sparitisation qui augmente vers le sommet. Les brèches alternent avec des lits de porcelanite à la base, des marnes jaune-verdâtres à micrites et microbrèches font partie des niveaux moyens et des dolomies alternent avec des lits de porcelanites au sommet. De bas en haut on distingue :

6 m de calcaires bréchiqes grisâtres à éléments calcaires néritiques de teinte crème dont la phase de liaison est un calcaire peu marneux. Ces calcaires alternent, tous les 50 cm, avec des lits de porcelanites épais de 2 à 10 cm.

4 m de pelmicrites partiellement sparitisées à éléments anguleux (0,1 mm) et rares petites lentilles de silex.

3 à 5 m de calcaires bréchiqes en bancs de 40 cm à éléments centimétriques anguleux, débris d'Echinodermes, clastes marneux et clastes contenant *Globotruncana* sp. et Hétérohéli-cidés.

8 m de marnes jaunâtres légèrement verdâtres en bancs centimétriques et métriques avec intercalation de calcaires micriti-

ques sparitisés qui témoignent d'une tectonique synsédimentaire (surfaces ondulées et mini-slumps). Au sommet, les intercalations calcaires sont parfois limitées par des lits de chert noir. Les calcaires sont microbréchiqes, le passage vers les lits de chert est graduel et la sparitisation est plus avancée.

2 m d'alternances de marnes en bancs de 5 à 15 cm avec des bancs de dolomies sans chert.

5 m d'alternances de dolomies et de lits de chert. Les dolomies ont fourni des débris de Rudistes et d'Orbitolinides (*Orbitolina* s.p.) du Crétacé.

B) LA COUPE A L'OUEST D'ELEOKHORION

Cette coupe (fig 2 : profil 2) est levée sur la route qui conduit au village Parthenion. Elle comporte des brèches du Crétacé supérieur à éléments du Jurassique de la zone de Gavrovo-Tripolitza. Les niveaux bréchiqes sont interrompus par des intervalles micritiques qui préservent des indices d'une tectonique synsédimentaire. De bas en haut on observe :

50 cm de calcaires bréchiqes à éléments d'origine néritique. On distingue des galets à zones des pellets, des blocs micritiques, des blocs de microsparites, des blocs du Cétacé supérieur à *Cuneolina* s.p., des débris de Rudistes, et des blocs du Jurassique à *Trocholina* s.p.

3 m de calcaires bréchiqes à éléments parfois centimétriques. On distingue des blocs oolithiques entourés d'oncolithes, des blocs de faciès sparitiques à oncolithes pseudo-oolithiques avec nucleus de *Trocholina alpina* et des blocs de faciès à pellets.

4 m de calcaires bréchiqes à blocs de taille variable (1 à 5 cm) et des débris de gros Gastéropodes. Des blocs du Crétacé supérieur ont fourni *Cuneolina* sp.

2 m de calcaires bréchiqes à éléments faiblement angulaires et lits blanchâtres ou grisâtres micritiques à slumps.

3,5 m de microbrèches (dolomies resédimentée ?) à dolomitisation tardive. Ces microbrèches ont fourni *Pythonea* sp. du Crétacé supérieur et Radiolaires. Elles alternent avec des lits micritiques.

40 cm de calcaires micritiques laminés à débris de bioclastes.

3 m de microbrèches à éléments du Maastrichtien supérieur à *Siderolites* sp. et *Orbitoides* sp., éléments calcaires ondulés et éléments marneux.

4 m de calcaires micritiques à petits éléments calcaires disposés suivant un clivage.

2 m de microbrèches à éléments anguleux riches en foraminifères planctoniques.

2 m de microbrèches avec dolomite automorphe en cours de formation.

2 m d'alternances centimétriques de micrites et de bioclastites.

1,5 m de microbrèches du Maastrichtien supérieur au plus récent, à *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp. et *Lepitorbitoides* sp.

3 m d'alternances de micrites et de bioclastites identiques à ceux du niveau K (fig. 2) à débris de Rudistes et *Siderolites calcitrapoides* du Crétacé terminal.

C) LA COUPE AU SUD D'ÉLEOKHORION

Cette coupe (fig. 2 : profil 3) levée sur le flanc méridional de la colline Profitis Ilias-Agia Paraskevi débute par des calcaires bréchiques qui reposent tectoniquement sur le flysch de Tripolitza. De bas en haut on distingue :

12 m de brèches en bancs épais et à petits éléments (3 à 5 mm) dont débris de Rudistes, éléments à *Orbulinides* et Radiolaires, éléments oolithiques et éléments spartitiques. Ces bancs sont affectés par une dolomitisation tardive.

4 m de brèches en bancs décimétriques contenant des éléments micritiques à pellets et des éléments marneux.

2 m de pelmicrites dolomitisées.

2 m de brèches à éléments de taille moyenne (1 à 3 cm), dolomitiques, micritiques et débris d'Echinodermes.

2 m de calcaires laminés.

7 m d'alternances de calcaires bioclastiques et de calcaires laminés à prédominance de calcaires laminés. Les calcaires laminés ont fourni de petits foraminifères planctoniques, des

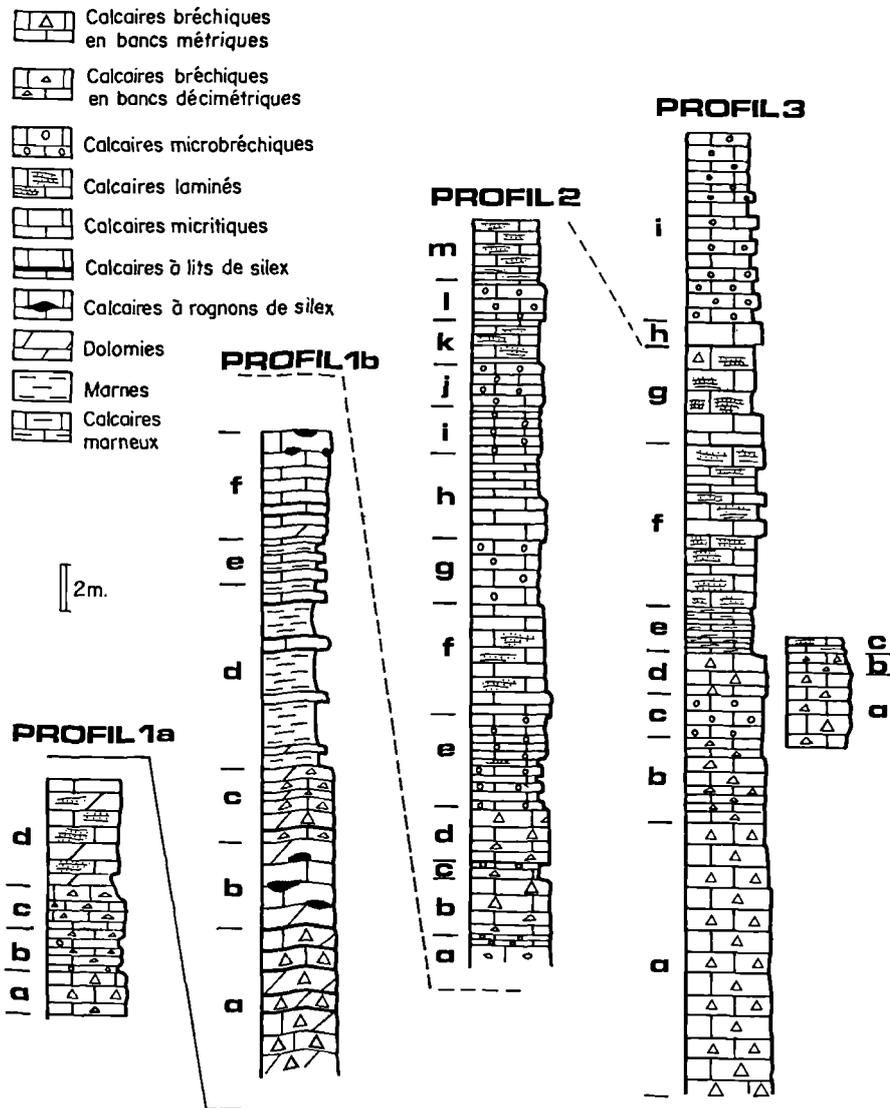


Fig. 2. - Profils lithostratigraphiques.

Fig. 2. - Lithostratigraphic profiles.

Globotruncana sp. et des traces de biturbation à spicules de *Spongea*. Les parties fines des calcaires bioclastiques sont affectées par des minislumps.

3 m d'alternances de calcaires bioclastiques et de calcaires laminés à prédominance de calcaires bioclastiques riches en éléments dolomites et structures de déformations synsédimentaires.

1 m de micrites très plastiques affectées par une tectonique synsédimentaire et une dolomitisation tardive.

8 m d'alternances de calcaires micritiques avec pelmicrites dolomitisées et de calcaires bréchiques à *Cuneolina* sp. en bancs centimétriques.

Sur le petit plateau situé à l'ouest de la clippe pindique de Profitis Ilias-Agia Paraskevi le flysch du Pinde, avec ses « couches de passage au flysch » réduites au minimum, repose tectoniquement sur les calcaires bréchiques. Ici on a pu distinguer dans la série bréchique de bas en haut, la séquence suivante :

1 m de calcaires bréchiques en bancs centimétriques et de calcaires micritiques partiellement dolomitisés.

1 m de brèches à éléments bioclastiques de dimension variable (1 à 5 cm) à *Orbitoides* sp., *Goupillaudina* sp., *Siderolites* sp. et dolomicrites à rares passées bioclastiques. Le sommet est caractérisé par des passées détritiques. L'ensemble est très affecté par des déformations synsédimentaires.

3 m de brèches à éléments bioclastiques à *Lepidorbitoides* sp. du Maastrichtien supérieur.

III. - TECTONIQUE

La série bréchique est tectoniquement intercalée et cisailée entre le flysch de Tripolitza et la nappe du Pinde, elle aussi cisailée dans plusieurs niveaux stratigraphiques. Au nord-est d'Eleokhorion, la série calcaire

du Pinde surmonte la série bréchique par ses termes supérieurs datés du Campanien-Maastrichtien à *Globotruncana arca* et *Globotruncana* gr. *stuarti*. En allant vers le sud et à partir du village Eleokhorion se sont les « couches de passage » réduites au minimum et le flysch du Pinde qui reposent tectoniquement sur la série bréchique. Le flysch est cisailé dans un contexte de plis couchés et de klippe de calcaires néocènes pindiques. Des calcaires biomicritiques en plaquettes très fines ont été datés du Maastrichtien, supérieur probable, à *Globotruncana arca*, *Globotruncana* gr. *stuarti* et *Racemiguemblina fructicosa*. Au sud d'Eleokhorion il semble que les niveaux les plus supérieurs de la série bréchique apparaissent sous la nappe du Pinde. Il s'agit de calcaires micritiques à passées microturbiditiques. Ces calcaires en bancs décimétriques ont fourni de riches planctons, Globigerinides et Globorotalia du Paléocène à Eocène inférieur.

Un faible clivage mis en évidence dans des niveaux moins compétents de la série bréchique, témoigne de son histoire tectonique. La dolomitisation tardive et intense qui affecte l'ensemble de la série est liée probablement à l'époque de la relaxation de cette tectonique tangentielle

IV. - INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique de la série bréchique d'Eleokhorion montre qu'au cours du Crétacé supérieur à Paléocène-Eocène inférieur (?) des intraclastes provenant de la plate-forme de Tripolitza sont sédimentés dans un domaine pélagique fondamental à foraminifères et spicules d'éponges. L'âge et la fréquence des bioclastes indique que les niveaux de plate-forme affectés par une phase de fracturation sont essentiellement du Crétacé

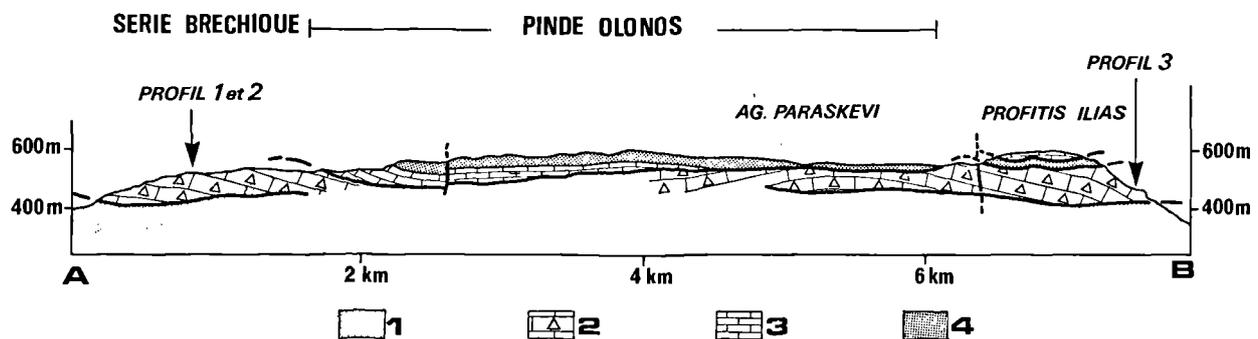


Fig. 3. - Coupe géologique transversale N-S de la série bréchique.

1: Flysch de Tripolitza. - 2: Série de transition. - 3: Calcaires crétacé-supérieur du Pinde-Olonos. - 4: Flysch du Pinde-Olonos.

Fig. 3. - N-S cross-cut geological section of the breccia series.

1: Tripolitza flysch. - 2: Transition Series. - 3: Upper Cretaceous limestones of the Pindos-Olonos. - 4: Flysch of Pindos-Olonos.

supérieur bien que des bioclastes très limités du Jurassique supérieur aient été mis en évidence. Ceci évoque, au cours du Crétacé supérieur, pour la marge interne de la plate-forme de Tripolitzia un processus de sédimentation - fracturation - resédimentation de relativement courte durée. La série est construite par des séquences positi-

ves de calcaires turbidites à intervalles pélagiques (cycle de 5 à 15 m) (fig. 4) et par des microséquences calcaires à cycle centimétriques associées à des glissements et des écailllements. Les niveaux inférieurs de la série présentent une dolomitisation précoce, une silicification et des intervalles marneux.

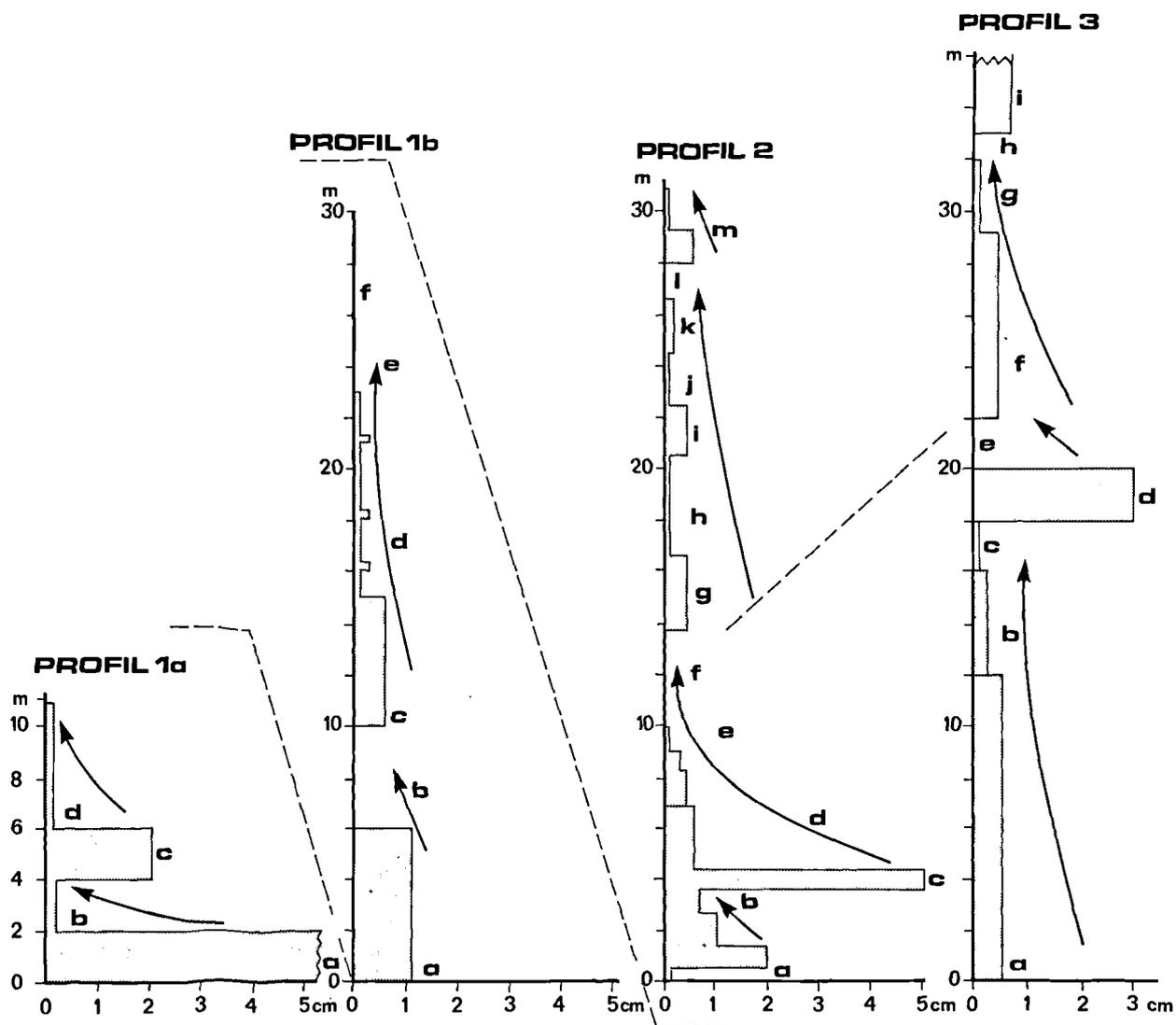


Fig. 4. - Analyse de séquences turbidiques à partir de la dimension maximale de clastes.

Fig. 4. - Analysis of the turbidite sequences based on the clasts' maximum dimension.

Le schéma évolutif de la série bréchique ne peut être envisagé que faisant partie de l'évolution de la marge interne de la plate-forme de Tripolitza au cours du Crétacé supérieur au Priabonien. La configuration proposée ci-dessous est donc basée sur les données d'études antérieures concernant la marge interne de Tripolitza en Péloponnèse (Lekkas, 1977, 1978 ; Lekkas et al., 1980 ; Karotsieris, 1982 ; Thiebault, 1982 ; Bassias, 1984).

Durant le Crétacé supérieur-Paléocène la partie interne de la plate-forme de Tripolitza est caractérisée par une sédimentation récifale à Rudistes (fig. 5). Les

proximités de la plate-forme, pas encore différenciées, sont caractérisées par une sédimentation calcaire à influences détritiques (profil 1). Au cours du Paléocène-Eocène inférieur (?) le talus se différencie de la plate-forme elle-même par une subsidence rapide dans un contexte de failles normales, affectant essentiellement les niveaux du Crétacé supérieur, et d'une sédimentation turbidite calcaire (profils 2 et 3). Les proximités de la plate-forme continuent à recevoir une sédimentation calcaire associée d'une tectonique synsédimentaire (i.e. Agios Petros-Malevis : feuille géologique Astros 1:50 000). Au cours de l'Eocène les faciès dolomitiques,

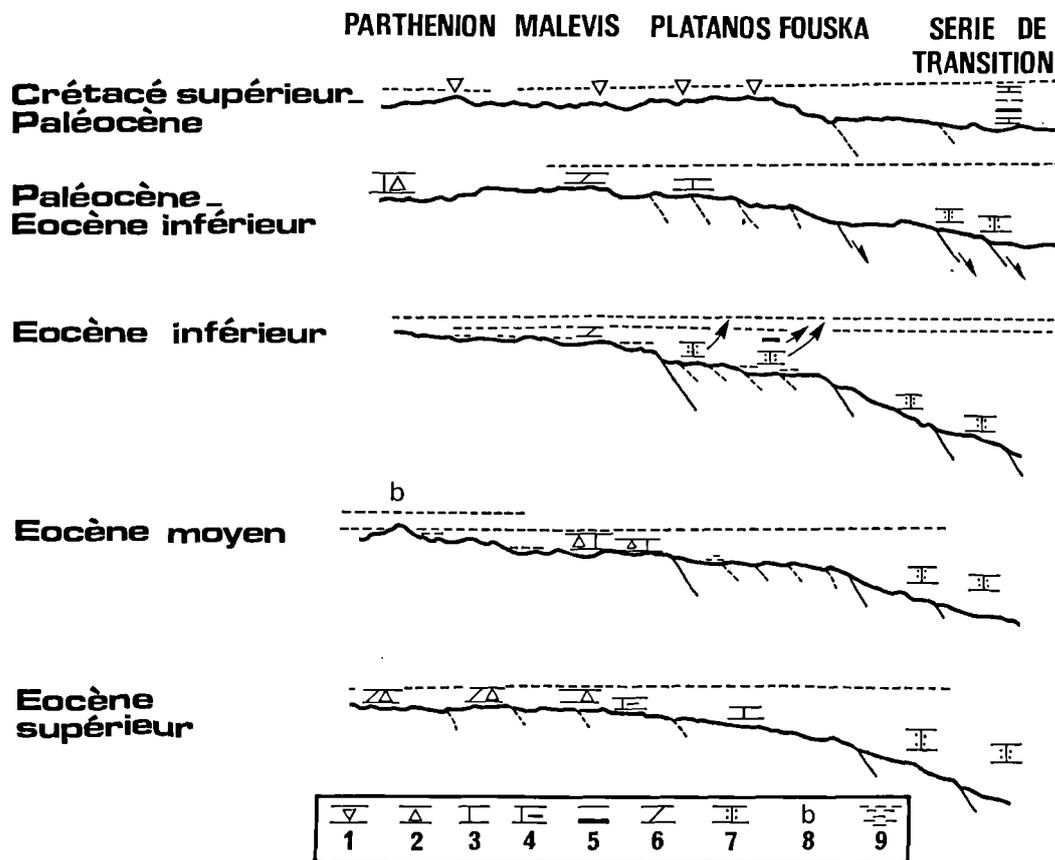
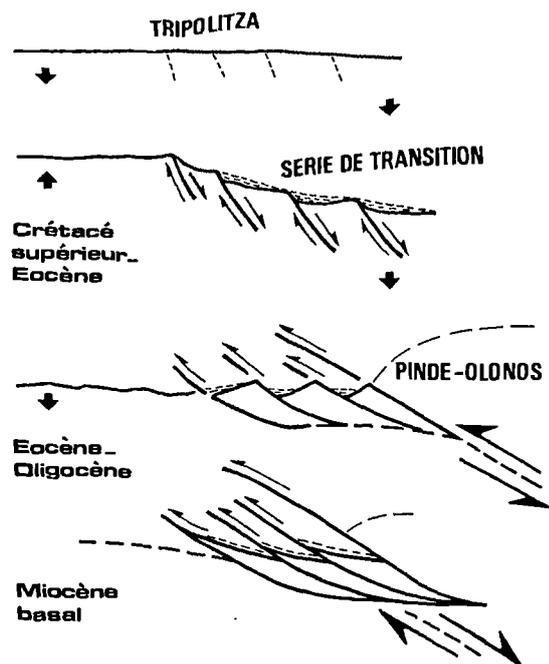


Fig. 5. - Evolution possible de la marge interne de Tripolitza avant l'arrivée du flysch (l'ensemble des localités apparaît dans la feuille d'Astros 1:50 000).

1 : calcaires à Rudistes. - 2 : brèches. - 3 : calcaires. - 4 : calcaires marneux. - 5 : formations siliceuses. - 6 : dolomites. - 7 : turbidites calcaires. - 8 : bauxite. - 9 : marnes.

Fig. 5. - Possible evolution of the internal margin of Tripolitza prior to flysch deposition.

1 : Rudistids limestones. - 2 : breccia. - 3 : limestones. - 4 : marly limestones. - 5 : silicious formations. - 6 : dolomites. - 7 : turbidite limestones. - 8 : bauxite. - 9 : marls.



la fracturation et les turbidites calcaires progressent vers l'intérieur de la plate-forme et évoquent dans le même sens une subsidence rapide avant l'installation au Priabonien des couches de passage et du flysch de Tripolitza. Le charriage de la nappe pindique débute pendant la sédimentation des horizons supérieurs du flysch de Tripolitza (Lekkas, 1977) et, en avançant, transporte à sa base des parties de la série bréchiq. Le mécanisme de cet avancement a été fort probablement favorisé par l'existence d'anciennes failles normales de la période extensive (fig. 6). Sous cette optique, le "wild flysch" sommital de Tripolitza peut être génétiquement lié avec des parties de la nappe pindique et de la série bréchiq. Ce mécanisme pourrait aussi expliquer, dans une deuxième étape, les écaillages sommitales de Tripolitza, manifestées entre les calcaires éocènes et le flysch.

Fig. 6. - Inversion des mouvements des failles normales, dans le domaine de transition, à la suite de glissements sous-aquatiques du Pinde-Olonos.

Fig. 6. - Inverted strike of initially normal faults, in the transition area, subsequent to subaquatic slides of the Pindos-Olonos.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BASSIAS I. (1984). - Etude géologique du domaine Parnonien (feuille d'Astros au 1:50 000 Péloponnèse oriental, Grèce). Thèse de 3^e cycle. Univ. P. et M. Curie, 260 p.
- 2) BONNEAU M., FLEURY J.J. (1971). - Précisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce). Existence d'un flysch mésocrétacé? *C.R. Ac. Sc.*, 272 p., 1840-1842.
- 3) DERCOURT J. (1964). - Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. Géol. d. Pays Hell.*, t. XV, 417 p., Athènes.
- 4) DE WEVER P. (1976). - La "Formation à blocs": olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 282 p., 21-24.
- 5) FLEURY J.J. (1976). - Unité Paléogéographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos: l'unité du Megdovas (Grèce continentale), *C.R. Ac. Sc.*, 282 p., 25-28.
- 6) FLEURY J.J. (1980). - 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. *Soc. Géol. Nord.*, Publ. n° 4, 651 p.
- 7) GEORGOULIS J. (1984). - Etudes géologiques et hydrogéologiques (province de Mantinia, Péloponnèse central). Thèse Univ. Athènes. 206 p.
- 8) IZART A. (1976). - Etude géologique d'un secteur du Péloponnèse nord-occidental (Grèce). La carte de Goumerom. Thèse 3^e cycle, Univ. Lille.
- 9) KAROTSIERIS Z. (1981). - Etudes géologiques dans la région de Vitina (Péloponnèse central). Thèse Univ. Athènes. 202 p.
- 10) LEKKAS S. (1977). - Observations sur le mécanisme du charriage de la nappe d'Arcadie sur la zone de Tripolitza, *VI Col. Géol. Aegean Region*, Athènes, p. 675-680.
- 11) LEKKAS S. (1978). - Phénomènes d'écaillages dans la zone de Tripolitza en Péloponnèse central (Grèce). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, p. 108-111.
- 12) LEKKAS S. et ZAMBETAKIS-LEKKAS A. (1980). - Sur l'existence de la série de Mangassa en Péloponnèse central (Grèce). *Ann. Géol. d. Pays Hell.*, t. XXX, p. 333-341, Athènes.
- 13) PAPASTAMATIOU J., BORNOVAS J., VETOULIS D., CHRISTOPOULOU G. (1960). - Carte géologique de Ziros 1:50 000 I.G.R.S. Athènes.
- 14) TATARIS A., MARAGOUDAKIS N. (1965). - The stratigraphy of the Upper horizons of Tripolitza zone. Tectonic and other observations in Kynouria-Lakonia area (Peloponnesus). *Bull. Geol. Soc. Greece*, t. 6, p. 365-384 Athens.
- 15) TATARIS A., MARAGOUDAKIS N., KATSIKATSOS G. (1970). - Carte géologique d'Astros, 1:50 000 I.G.R.S. Athènes.
- 16) THIEBAULT F. (1982). - Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. Géol. Nord*, Publ. n° 6, 574 p., Lille.
- 17) ZAMBETAKIS-LEKKAS A. (1977). - Contribution à l'étude géologique de l'île Crète. Stratigraphie et structure de la série de Mangassa (Crète orientale, Grèce). Thèse 3^e cycle. Univ. P. et M. Curie, Paris, 65 p.

Nouvelles données sur le Cambro-Ordovicien des Jebilet occidentales (Meseta côtière marocaine)

New results on the Cambrian-Ordovician stratigraphic serie of the western part of Jebilet, marocan Meseta

par Stéphane MAYOL (*) et Jacques MULLER (*)

Résumé. – L'étude structurale de la partie la plus occidentale de la boutonnière des Jebilet montre que les calcaires Cambrien inférieur du Jebel Irhoud appartiennent au flanc occidental d'un anticlinal sub-méridien plurikilométrique, qui respecte le style de plissement monophasé assez simple de la Meseta occidentale marocaine.

La cartographie des bancs repères gréseux a permis l'établissement de logs synthétiques, mettant en évidence une importante variation d'épaisseur de la série cambrienne qui passe de 3 000 m à l'Ouest à 8 000 m à l'Est.

Cette série cambrienne des Jebilet, dont l'épaisseur maximale est la plus grande connue au Maroc, est corrélable avec celle de la partie NW du Haut-Atlas occidental.

Abstract. – *The structural study of the Western part of hercynian Jebilet shows that lower Cambrian limestones of Jebel Irhoud are folded in a North-South anticline, the style of which looks like the other folds of marocan Meseta. In that part of western Jebilet the Cambrian deposits increase from 3 000 m in the West to 8 000 m in the East. That thickness is the biggest of the marocan Cambrian known until now. The Jebilet serie has large affinities with western High-Atlas serie.*

I. – INTRODUCTION

La Meseta occidentale marocaine est caractérisée par des terrains d'âge cambrien à dévonien, peu ou pas métamorphiques, déformés en larges plis kilométriques sub-méridiens, individualisant par la simplicité de leurs structures, le « bloc » (ou môle) côtier mesetien (Pique et Michard, 1981) aussi appelé « avant-pays » (Sougy, 1976).

La partie la plus occidentale des Jebilet hercyniennes (Cambrien du secteur du Jebel Irhoud), qui appartient à ce domaine, présentait d'après les hypothèses proposées antérieurement un style structural plus complexe où apparaissaient des plis serrés (Roch, 1930) localement repliés et chevauchants (Huvelin, 1977).

Ce secteur constituait pour cette raison un domaine particulier et les corrélations lithostratigraphiques avec

le reste du Cambrien des Jebilet occidentales n'avaient pas été établies clairement.

Une coupe W-E et l'étude détaillée de la structure du Jebel Irhoud permettent de combler ce hiatus.

II. – LITHOSTRATIGRAPHIE

L'analyse des structures plissées, qui se succèdent d'Ouest en Est dans l'ensemble des Jebilet occidentales, basée sur la cartographie des bancs gréseux repères, a permis de corréler la série qui affleure à l'Ouest (anticlinal de Mouinet, fig. 1 et 3) à celle qui s'étend sur 30 km plus à l'Est jusqu'au contact avec les « schistes à trous » de la « Série du Bou Gader » non datée.

Des logs synthétiques couvrant l'ensemble de la série cambro-ordovicienne des Jebilet occidentales ont permis

(*) Laboratoire de Géologie dynamique et de Pétrologie de la Surface et Unité associée au CNRS n° 132, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 13 (France).

Note présentée le 9 décembre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 mars 1988.

de définir la succession suivante (figure 4) de la base au sommet :

- *Formation 1* : la plus ancienne, elle est constituée de 600 m environ de schistes verdâtres n'ayant pas livré de fossiles.

- *Formation 2* : au-dessus de la formation 1 se trouvent des silts argileux mauves ou lie-de-vin renfermant la grosse lentille (400 m d'épaisseur) de calcaire Lénien à Archéocyathes du Jebel Irhoud. Cette lentille n'apparaît que dans le flanc ouest de l'anticlinal de Mouinet. Sur le flanc oriental de cet anticlinal, l'équivalent latéral des calcaires organogènes du Jebel Irhoud pourrait correspondre au niveau à « cailloux faiblement roulés de calcaires à Archéocyathes » (Roch, 1930) interprété comme un remaniement synchrone de l'édification récifale lénienne. Dans la partie NW de la lentille se trouvent des calcaires en alternance centimétrique avec des schistes présentant un faciès de « schistes à trous » proche de celui décrit dans les calcschis-

tes attribués, au Géorgien, du Haut-Atlas occidental (De Koning, 1957), ainsi que celui de la « série du Bou Gader », citée plus haut.

- *Formation 3* : elle est formée de niveaux de grès intercalés de silts, le niveau inférieur correspondant à la barre repère qui dessine la structure anticlinale de Mouinet. Ces grès vert olive, plus ou moins grossiers, renfermant parfois des pyrites oxydées, sont chenalisés.

- *Formation 4* : elle est formée de silts argileux qui sont, comme d'ailleurs ceux de la formation précédente, mauves ou verts dans la partie ouest (région du Jebel Irhoud) et gris-vert à gris-bleu plus à l'Est. Les gisements fossilifères montrent que le passage entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen se situe vraisemblablement à la base de cette formation.

- *Formation 5* : elle est caractérisée par deux bancs de grès feldspathiques datés du Cambrien moyen.

- *Formation 6* : elle est constituée de silts verdâtres ou bleu-tes datés du Cambrien moyen.

- *Formation 7* : ce sont des quartzites verts ou marrons.

- *Formation 8* : elle est formée de quartzites beiges.

Les quartzites des formations 7 et 8 qu'Huvelin (1977) considère comme des « quartzites les plus élevés du Cambrien » ont été rattachés eux aussi au Cambrien moyen, bien qu'ils n'aient pas livré de fossiles.

- *Formation 9* : elle est constituée par 150 m de silts et grès vert olive non datés. L'attribution stratigraphique de cette formation au Trémadoc, impliquant de ce fait une lacune du Cambrien supérieur (Huvelin, 1977), est incertaine. Il est possible que le Cambrien supérieur soit représenté à la base de cette formation car cet étage vient d'être identifié dans la Meseta et le Haut-Atlas dans plusieurs gisements situés au-dessus des quartzites d'El Hank, équivalent probable de la formation 8 (Tayebi, 1986 ; André *et al.*, 1987).

- *Les 100 m de schistes psammitiques verts à graptolites* du cœur de la grande structure synclinale des Jebel Dalla et Aleb représentent l'Arenig inférieur et moyen (Destombes, 1971 ; Huvelin, 1977).

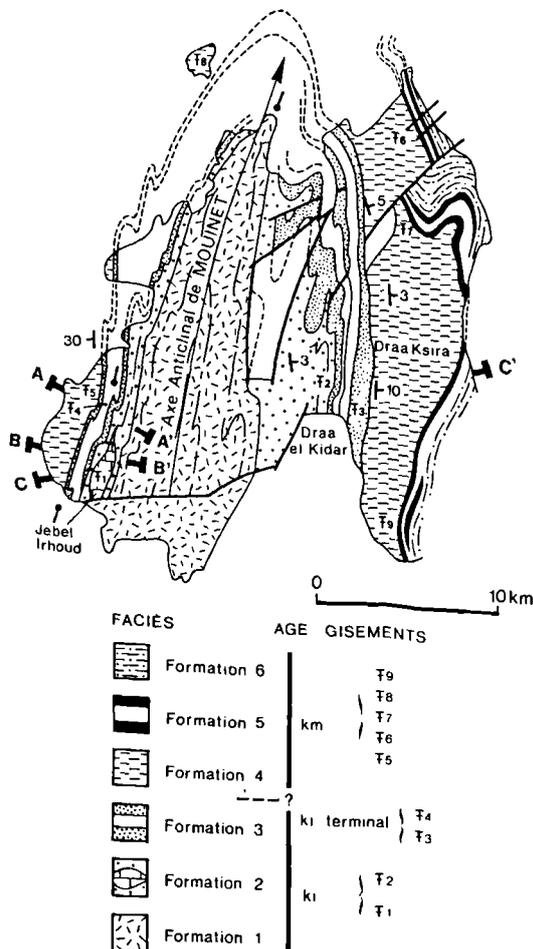


Fig. 1. - Carte géologique de la partie occidentale des Jebilet. Anticlinal de Mouinet.

Fig. 1. - Geological map of the western part of Jebilet : the Mouinet anticline.

III. - PROBLÈME DE LA STRUCTURE DU JEBEL IRHOUD

La figure 2 reprend les coupes interprétatives proposées par Huvelin (1977) et la figure 3 (coupe C-C') illustre la proposition des auteurs.

Sur la carte géologique (figure 1), issue d'une étude photogéologique complétée par l'imagerie Landsat, les données de terrain et la bibliographie, ont été reportés les gisements fossilifères répertoriés. Le banc gréseux repère de la base de la formation 3 dessine une structure anticlinale sub-méridienne à léger plongement nord (anticlinal de Mouinet) ; cette structure est confirmée par la disposition des bancs silto-gréseux de la formation 1 qui représente ainsi la formation lithostratigraphique la plus ancienne des Jebilet.

Dans les grès de la formation 3, à l'Ouest du Jebel Irhoud (dans le flanc ouest de l'anticlinal de Mouinet),

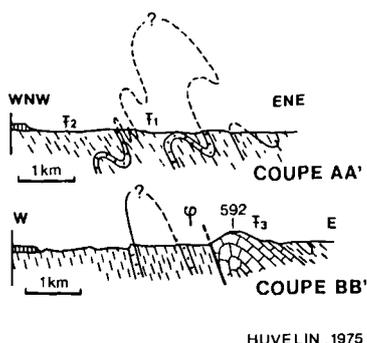


Fig. 2. - Coupes interprétatives du Jebel Irhoud. Par Huvelin 1977.

Fig. 2. - Interpretative cross sections of Jebel Irhoud by Huvelin 1977.

les critères de polarités indiquent que le sommet de la série se trouve toujours à l'Ouest, ce qui atteste que la série est en position normale.

Cette polarité sédimentaire dans le flanc Ouest du pli est corroborée par une étude de la formation organogène du Jebel Irhoud (formation 2) où Debrenne (1977) a établi que les associations faunistiques se succèdent d'Est en Ouest sans se répéter, les formes d'Archéocyathes les plus évoluées se situant bien à l'Ouest, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la formation. Cet auteur conclut alors que la série doit appartenir à « un même flanc d'anticlinal ».

La coupe C-C' (figure 3) montre une légère dissymétrie du pli anticlinal, le flanc ouest étant plus redressé que le flanc est, voire renversé. Un clivage de plan axial, légèrement en éventail, est associé à ce grand pli. Des plis mineurs de deuxième ordre, déversés à l'Ouest et à clivage serré, apparaissent sur le flanc occidental. Dans le secteur du Jebel Irhoud leur axe plonge de 10°N dans la partie nord et de 10 à 15°S dans la partie sud.

Localement, dans les calcaires massifs du Jebel Irhoud, le clivage passe à une schistosité de flux avec transposition complète de la stratification et aplatissement des Archéocyathes.

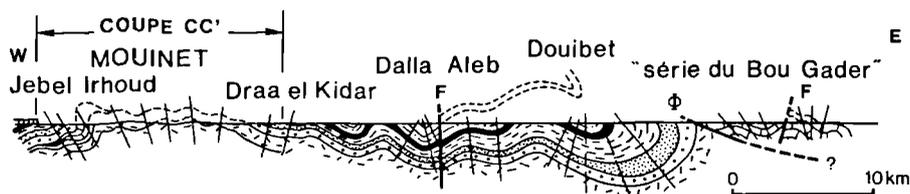


Fig. 3. - Coupe structurale générale des Jebilet occidentales. Style des plis.

Fig. 3. - General cross section of western Jebilet. Style of folds.

Ni le style du pli anticlinal de Mouinet, ni la polarité des couches, ne s'accordent donc avec les anciennes hypothèses suivant lesquelles les calcaires du Jebel Irhoud apparaissent repliés sur eux-mêmes (Roch, 1930) ou en anticlinal faillé (Huvelin, 1977), ces calcaires constituant, selon ces auteurs, la partie la plus ancienne de la série cambrienne.

IV. - CORRÉLATIONS

La figure 4 propose une corrélation entre la colonne lithostratigraphique des Jebilet occidentales et le log de l'extrémité nord-ouest du Haut-Atlas occidental (Cornée *et al.*, 1987). Quatre formations présentent des faciès caractéristiques communs :

- Les quartzites beiges du sommet de la série (formation 8) sont rattachés dans les deux cas à la barre Cambrien moyen, d'El Hank.

- Les grès grossiers feldspathiques, Cambrien moyen daté, de notre formation 5 (première barre repère sous « El Hank »), sont analogues à ceux de la formation 4 du log du Haut-Atlas occidental et sont dans la même position stratigraphique.

- Les grès des barres repères Cambrien inférieur terminal des Jebilet (formation 3) sont rattachés à la formation 2 du Haut-Atlas occidental.

- Les silts à lentilles calcaires de la formation 2 des Jebilet sont rattachés aux phyllades basales du Haut-Atlas occidental qui renferment également à leur partie inférieure des niveaux calcaires centimétriques.

Les autres formations de ces logs, bien que moins caractéristiques, sont toutes comparables entre elles.

De telles corrélations impliqueraient, compte tenu de la position des calcaires Lénien du Jebel Irhoud dans la formation 2 des Jebilet, que les 700 m inférieurs du log du Haut-Atlas occidental (formations 1 et 2) soient d'un âge Cambrien inférieur plutôt que Cambrien moyen.

V. - ÉPAISSEUR DES SÉRIES

Pour le Cambrien moyen l'épaisseur totale des formations 3, 4, 5 et 6 passe de 1 800 m, à l'Ouest de la

zone synclinale des Jebel Dalla et Aleb, à 6 000 m à l'Est de cette zone; elle atteindrait 8 000 m plus au SE selon Tahiri (1982). Cette variation d'épaisseur déjà

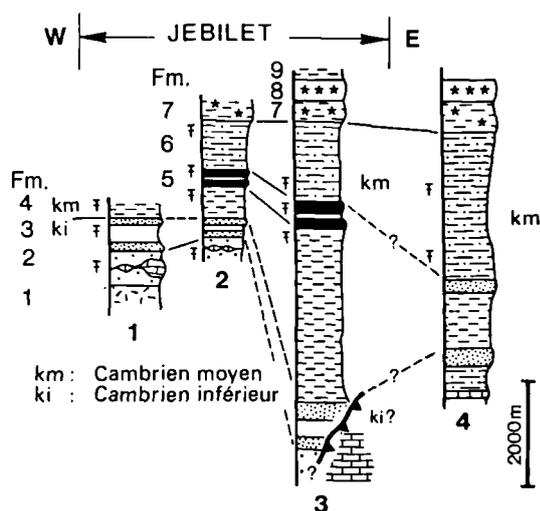


Fig. 4. - Corrélation lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien des Jebilet, et du Haut-Atlas occidental.

- 1 - Secteur W des Jebilet occidentales (J. Irhoud).
- 2 - Secteur central des Jebilet occidentales d'après [4] et [5] modifiés.
- 3 - Secteur E des Jebilet occidentales d'après [4] [2] et [6] modifiés.
- 4 - Extrémité NW du Haut-Atlas occidental d'après [13].

Fig. 4. - Cambrian-Ordovician lithostratigraphic correlations between Jebilet and western High-Atlas.

signalée par Destombes (1985) paraît être en relation avec le jeu d'une faille normale très active pendant le Cambrien moyen. Cette faille, située approximativement à l'aplomb de la « série du Bou Gader » comme semblent l'indiquer les données gravimétriques et l'interprétation géologique (Bernardin, Bernardin *et al.*, 1988), limiterait brutalement à l'Est la zone subsidente des Jebilet. La comparaison avec la série cambrienne du Haut-Atlas qui s'épaissit, elle, d'Est en Ouest (Cornée *et al.*, 1987), suggère que l'ensemble Jebilet - Haut-Atlas appartenait, avant les décalages alpins, à une structure unique en graben allongé NNE.

VI. - CONCLUSIONS

L'analyse des structures du Jebel Irhoud a permis de s'assurer de la continuité de la série stratigraphique des Jebilet occidentales. Elle débouche sur l'établissement d'un log qui embrasse une série datée allant du Cambrien inférieur à l'Arenig moyen. A la partie inférieure du log se trouve la lentille récifale à Archéocyathes lénienne du Jebel Irhoud intercalée dans des siltstones qui ne constituent pas la base de la série affleurante des Jebilet mais qui surmontent une formation schisteuse non datée de 600 m.

Le log des Jebilet occidentales est le plus complet, vers l'Est, le plus épais du Cambrien affleurant en Meseta marocaine. Il est comparable dans les grandes lignes à celui de la partie NW du Haut-Atlas occidental. Au Cambrien moyen, entre les Jebilet et le Haut-Atlas se creusait un graben étroit méridien très subsident. La paléogéographie de la Meseta marocaine serait donc déjà, au Paléozoïque inférieur, en partie contrôlée par des failles méridiennes.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BERNARDIN C. (1987). - Interprétation gravimétrique des structures profondes de la Meseta marocaine et de sa marge atlantique. Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille III. et Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, 1988, sér. B, 29.
- 2) DEBRENNE F. (1977). - Archeocyathes du Jebel Irhoud (Jebilet-Maroc). *Bull. Soc. géol. Bretagne*, sér. C, 2.
- 3) DE KONING G. (1957). - Géologie des Idal ou Zal (Maroc). Thèse Univ., Leyde.
- 4) DESTOMBES J. (1971). - L'Ordovicien du Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 73.
- 5) DESTOMBES J. *et al.* (1985). - Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: *Lower Paleozoic rocks of the World*, John Willey, London.
- 6) CORNEE J.J., DESTOMBES J. et WILLEFERT S. (1987). - Stratigraphie du Paléozoïque de l'extrémité N-W du Haut-Atlas occidental (Maroc hercynien). Interprétation du cadre sédimentaire de l'Ouest marocain. *Bull. Soc. géol. Fr.* Paris, sér. 8, t. III, 2, p. 327-335.
- 7) HUVELIN P. (1977). - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis.
- 8) LECA X. (1964). - Etude géologique de la région de Ouled Hamida (Jebilet occidental, Maroc). Dipl. Et. sup., Paris.
- 9) MAYOL S. (1987). - Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jebilet, Maroc. Un exemple d'évolution structurale hercynienne de bassins intracontinentaux cambriens et carbonifères. Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille. III et Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, sér. B, 27.

- 10) PIQUE A. et MICHARD A. (1981). - Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 34, p. 135-146.
- 11) POUTCHKOVSKY A. (1978). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région du Bou Gader. Thèse 3^e cycle, Université d'Aix-Marseille III.
- 12) ROCH E. (1930). - Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes Mém. Serv. Mines carte géol. Maroc*, 9.
- 13) SOUGY J. (1976). - Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées, dans les Jebilet occidentales et centrales. *Trav. Lab. Sc. Terre, Saint-Jérôme*, Marseille, série B, 12.
- 14) TAHIRI A. (1982). - Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Thèse 3^e cycle, Université d'Aix-Marseille III.
- 15) BERNARDIN C., CORNÉE J.J., CORSINI M., MAYOL S., MULLER J. et TAYEBI M. (1988). - Les variations d'épaisseur du Cambrien moyen dans la Meseta occidentale du Maroc. Données de surface et de subsurface. Interprétation géodynamique. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 25, sous presse.
- 16) ANDRE J.P., BOISSIN J.P., CORSINI M. et RENARD J.P. (1987). - Sur le cambrien de la région de Casablanca (Maroc): la série de Dar Bou Azza. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, sér. 8, t. III, 6, p. 1161-1170.
- 17) TAYEBI M. (1986). - Etude géologique et microtectonique d'une portion du couloir de cisaillement de l'Ouest marocain: Aït Chaib, Aït Bkhagr et Aït Tounert, Haut-Atlas occidental hercynien. Rapport de mission 1985, Archives Lab. Géol. Dynamique Marseille Saint-Jérôme, Université d'Aix-Marseille III, Fr. Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille III (en cours).

TABLE DES MATIÈRES

Tome CVII - 1987

Activité de la Société

Assemblée générale : 7 janvier 1987, p. 105.

Assemblées ordinaires : 7 janvier 1987, p. 105 ; 4 février 1987, p. 106 ; 4 mars 1987, p. 106 ; 3 juin 1987, p. 189 ; 7 octobre 1987, p. 190 ; 4 novembre 1987, p. 249 ; 9 décembre 1987, p. 250.

Séance spécialisée : « Aspects de la géologie du Gondwana », les 5 et 6 mai 1987, p. 106-107.

Elections pour le renouvellement du Conseil, p. 105.

Elections de nouveaux membres, p. 189.

Notice nécrologique : L'œuvre d'Alphonse BEUGNIES, par J.M. CHARLET, p. 109.

Géologie stratigraphique et structurale

H. et G. TERMIER. – Gondwana et grandes révolutions terrestres : Alternance Atlantique/Téthys et déplacements africains, p. 5.

R. CRAWFORD. – Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution, p. 11.

E. BOUYX. – Extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe occidentale durant le Paléozoïque ancien. Le problème de ses rapports avec l'Europe du Nord, p. 67.

H. WENSINK. – Displaced terranes of Gondwana origin in Indonesia : Paleomagnetic implications, p. 81.

A. BEUGNIES (†). – La faille de Baronville, p. 111.

H. BUISSART, B. CLEMENT et M. LEBLANC. – Eléments nouveaux sur le faciès wealdien au Nord-Est de Paris, p. 155.

F. BICHOT. – Les tectoniques superposées hercyniennes de la région du Somport (Pyrénées occidentales). Affinités avec le domaine Basco-Cantabrique, p. 177.

D. BONIJOLY et A. LEFAVRAIS-RAYMOND. – Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac, p. 251.

B. MILHAU, D. BRICE et F. MEILLIEZ. – Une coupe de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne), p. 271.

F. MEILLIEZ. – Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne sud-occidentale), p. 281.

I. BASSIAS et S. LEKKAS. – La série de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la région d'Eleokchorion-Mont Parthenion (Péloponnèse, Grèce), p. 297.

S. MAYOL et J. MULLER. – Nouvelles données sur le cambro-ordovicien des Jebilet occidentales (Meseta côtière marocaine), p. 305.

Sédimentologie

- R. SCHLICH et M. MUNSCHY. – Forages profonds dans l’océan indien. Programme O.D.P., 987-1988, p. 15.
- J. BEAUCHAMP. – Cadre géodynamique de la sédimentation détritique crétacée en Afrique orientale, p. 89.
- L. CHOUTEAU, H. CHAMLEY et J. LEPLAT. – Contribution à l’étude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen du Boulonnais, France), p. 127.
- M. MERCIER-CASTIAUX, H. CHAMLEY et Ch. DUPUIS. – La sédimentation argileuse tertiaire dans le bassin belge et ses approches occidentales, p. 139.
- L. WOUTERS et F. GULLENTOPS. – The sedimentologie of the Westphalian D. Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium), p. 191.
- C. DESTEUCCQ, A. IZART et P. POTHERAT. – Etude sédimentologique du Carbonifère du bassin de Jérada (Maroc occidental), p. 203.
- R. ASSOR. – Hydrologie et sédimentologie du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe F.W.I.), p. 221.
- J.P. AUFFRET, C. AUGRIS, P. CLABAUT et F. LABET. – Etude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais), p. 239.

Hydrologie

- R. ASSOR. – Hydrologie et sédimentologie du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe F.W.I.), p. 221.

Métamorphisme

- A. BEUGNIES (†). – Le métamorphisme de l’aire anticlinale de Givonne, p. 117.

Paléomagnétisme

- H. WENSINK. – Displaced terranes of Gondwana origin in Indonesia : Paleomagnetic implications, p. 81.

Géologie appliquée

- P. DOREMUS, Y. QUINIF et J.M. CHARLET. – Mise au point d’un détecteur passif du radon 222 en milieu saturé. Premiers résultats, p. 211.

Paléontologie et Biostratigraphie

- S. CRASQUIN-SOLEAU, J. LANG et M. YAHAYA. – Les Ostracodes viséens de la Formation du Talak (Niger), p. 21.
- L. BELTAN. – Répartition géographique, stratigraphique et évolution du genre triasique *Perleidus* (Pisces, Actinopterygii), p. 29.
- B. BATAIL. – Biostratigraphie des formations permo-triasiques continentales à Vertébrés tétrapodes et biogéographie du Gondwana, p. 37.
- A. BLIECK, B. BATAIL et L. GRAUVOGEL-STAMM. – Tétrapodes, Plantes et Pangée : Relance du débat sur les relations paléogéographiques Laurasia-Gondwanie, p. 45.

- J. THIERRY. – Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique moyen des bordures Nord et Est gondwaniennes. Bilan et perspectives, p. 57.
- J. LE MENN et R. PIDAL. – *Ancyrocrinus* and *Haplocrinites*, two common crinoids in the Middle Devonian and the Lower Frasnian of the Armorican Massif and the Cantabrian Mountains, p. 261.
- B. MILHAU, D. BRICE et F. MEILLIEZ. – Une coupe de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne), p. 271.

Paléozoïque

- H. et G. TERMIER. – Gondwana et grandes révolutions terrestres : alternance Atlantique/Téthys et déplacements africains, p. 5.
- R. CRAWFORD. – Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution, p. 11.
- S. CRASQUIN-SOLEAU, J. LANG et M. YAHAYA. – Les Ostracodes viséens de la Formation du Talak (Niger), p. 21.
- A. BEUGNIES (†). – La faille de Baronville, p. 111.
- A. BEUGNIES (†). – Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne, p. 117.
- L. CHOUTEAU, H. CHAMLEY et J. LEPLAT. – Contribution à l'étude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen du Boulonnais, France), p. 127.
- F. BICHOT. – Les tectoniques superposées hercyniennes de la région du Somport (Pyrénées occidentales). Affinités avec le domaine Basco-Cantabrique, p. 177.
- L. WOUTERS and F. GULLENTOPS. – The sedimentology of the Westphalien D Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium), p. 191.
- C. DESTEUCQ, A. IZART et P. POTHERAT. – Etude sédimentologique du Carbonifère du bassin de Jérada (Maroc occidental), p. 203.
- J. LE MENN et R. PIDAL. – *Ancyrocrinus* and *Haplocrinites*, two common crinoids in the Middle Devonian and the Lower Frasnian of the Armorican Massif and the Cantabrian Mountains, p. 261.
- B. MILHAU, D. BRICE et F. MEILLIEZ. – Une coupe de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne), p. 271.
- F. MEILLIEZ. – Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne sud-occidentale), p. 281.
- S. MAYOL et J. MULLER. – Nouvelles données sur le Cambro-Ordovicien des Jebilet occidentales (Meseta côtière marocaine), p. 305.

Mésozoïque

- H. et G. TERMIER. – Gondwana et grandes révolutions terrestres : Alternance Atlantique/Téthys et déplacements africains, p. 5.
- R. CRAWFORD. – Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution, p.11.
- L. BELTAN. – Répartition géographique, stratigraphique et évolution du genre triasique *Perleides* (Pisces, Actinopterygii), p. 29.
- B. BATAIL. – Biostratigraphie des formations permo-triasiques continentales à Vertébrés tétrapodes et biogéographie du Gondwana, p. 37.
- A. BLIECK, B. BATAIL et L. GRAUVOGEL-STAMM. – Tétrapodes, Plantes et Pangée : Relance du débat sur les relations paléogéographiques Laurasia-Gondwanie, p. 45.

- J. THIERRY. – Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique moyen des bordures Nord et Est gondwaniennes. Bilan et perspectives, p. 57.
- J. BEAUCHAMP. – Cadre géodynamique de la sédimentation détritique crétacée en Afrique orientale, p. 89.
- D. BONIJOLY et A. LEFAVRAIS-RAYMOND. – Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac, p. 251.
- I. BASSIAS et S. LEKKAS. – La série de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la région d'Eleokchorion-Mont Parthenion (Péloponnèse, Grèce), p. 297.

Cénozoïque

- M. MERCIER-CASTIAUX, H. CHAMLEY et Ch. DUPUIS. – La sédimentation argileuse tertiaire dans le bassin belge et ses approches occidentales, p. 139.
- H. BUISSART, B. CLEMENT et M. LEBLANC. – Eléments nouveaux sur le faciès wealdien au Nord-Est de Paris, p. 155.

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

TABLE DES PLANCHES

Tome CVII - 1987

- Pl. I. – Les Ostracodes viséens de la formation du Talak (note de S. CRASQUIN-SOLEAU *et al.*, p. 28).
Pl. II et III. – Les grès de Neeroeteren (note de L. WOUTERS et F. GULLENTOPS, p. 202).
Pl. IV. – Transits sédimentaires en baie de Wissant (note de J.P. AUFFRET *et al.*, p. 246).
Pl. V. – Crinoïdes du Dévonien inférieur et Frasnien (note de J. LE MENN et R. PIDAL, p. 270).
Pl. VI. – Brachiopodes et Ostracodes du Gedinnien de la Vallée de la Hulle (note de B. MILHAU *et al.*, p. 280).

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

TABLE ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS

Tome CVII - 1987

- R. ASSOR. – Hydrologie et sédimentologie du Grand cul-de-sac marin (Guadeloupe F.W.I.), p. 221.
- J.P. AUFFRET, C. AUGRIS, P. CLABAUT et F. LABET. – Etude des transits sédimentaires en baie de Wissant (Pas-de-Calais), p. 239.
- C. AUGRIS. – Voir J.P. AUFFRET *et al.*, p. 239.
- I. BASSIAS et LEKKAS. – La série de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la région d'Eleokchorion-Mont Parthénion (Péloponnèse, Grèce), p. 297.
- B. BATTAIL. – Biostratigraphie des formations permotriassiques continentales à Vertébrés tétrapodes et biogéographie du Gondwana, p. 37.
- B. BATTAIL. – Voir A. BLIECK *et al.*, p. 45.
- J. BEAUCHAMP. – Cadre géodynamique de la sédimentation détritico-créacée en Afrique occidentale, p. 89.
- L. BELTAN. – Répartition géographique, stratigraphique et évolution du genre triassique *Perleidus* (Pisces, Actinopterygii), p. 29.
- A. BEUGNIES (†). – La faille de Baronville, p. 111.
- A. BEUGNIES (†). – Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne, p. 117.
- F. BICHOT. – Les tectoniques superposées hercyniennes de la région du Somport (Pyrénées occidentales). Affinités avec le domaine Basco-Cantabrique, p. 177.
- J.C. BIDET. – Le C.I.F.E.G. : un outil au service de la coopération internationale en Sciences de la Terre, p. 97.
- A. BLIECK. – Voir M. WATERLOT et A. BLIECK, p. 3.
- A. BLIECK, B. BATTAIL et L. GRAUVOGEL-STAMM. – Tétrapodes, Plantes et Pangée : Relance du débat sur les relations paléogéographiques Laurasia-Gondwanie, p. 45.
- D. BONIOLY et A. LEFAVRAIS-RAYMOND. – Manifestations synsédimentaires de la distension liasique E-W sur la bordure du bassin d'Aquitaine entre Brive et Figeac, p. 251.
- E. BOUYX. – Extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe occidentale durant le Paléozoïque ancien. Le problème de ses rapports avec l'Europe du Nord, p. 67.
- D. BRICE. – Voir B. MILHAU *et al.*, p. 271.
- H. BUISSART, B. CLEMENT et M. LEBLANC. – Eléments nouveaux sur le faciès wealdien au Nord-Est de Paris, p. 155.
- H. CHAMLEY. – Voir L. CHOUTEAU *et al.*, p. 127.
- H. CHAMLEY. – Voir M. MERCIER-CASTIAUX *et al.*, p. 139.

- J.M. CHARLET. – L'œuvre d'Alphonse BEUGNIES (1922-1988), p. 109.
- J.M. CHARLET. – Voir P. DOREMUS *et al.*, p. 211.
- L. CHOUTEAU, H. CHAMLEY et J. LEPLAT. – Contribution à l'étude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen du Boulonnais, France), p. 127.
- P. CLABAUT. – Voir J.P. AUFFRET *et al.*, p. 239.
- B. CLEMENT. – Voir H. BUISSART *et al.*, p. 155.
- S. CRASQUIN-SOLEAU, J. LANG et M. YAHAYA. – Les Ostracodes viséens de la Formation du Talak (Niger), p. 21.
- R. CRAWFORD. – Gondwana break-up, a late stage in Earth evolution, p. 11.
- C. DESTEUCCQ, A. IZART et P. POTHERAT. – Etude sédimentologique du Carbonifère du bassin de Jérada (Maroc oriental), p. 203.
- P. DOREMUS, Y. QUINIF et J.M. CHARLET. – Mise au point d'un détecteur passif du radon 222 en milieu saturé. Premiers résultats, p. 211.
- O. DOTTIN. – La C.C.G.M. et la cartographie à petite échelle au service des études sur le Gondwana, p. 95.
- Ch. DUPUIS. – Voir M. MERCIER-CASTIAUX *et al.*, p. 139.
- L. GRAUVOGEL-STAMM. – Voir A. BLIECK *et al.*, p. 45.
- F. GULLENTOPS. – Voir L. WOUTERS et F. GULLENTOPS, p. 191.
- A. IZART. – Voir C. DESTEUCCQ *et al.*, p. 203.
- F. LABET. – Voir J.P. AUFFRET *et al.*, p. 239.
- J. LANG. – Voir S. CRASQUIN-SOLAU *et al.*, p. 21.
- J. LE MENN et R. PIDAL. – *Ancyrocrinus* and *Haplocrinites*, two common crinoids in the Middle Devonian and the Lower Frasnian of the Armorican Massif and the Cantabrian Mountains.
- M. LEBLANC. – Voir H. BUISSART *et al.*, p. 155.
- A. LEFAVRAIS. – Voir D. BONIJOLY et A. LEFAVRAIS, p. 251.
- S. LEKKAS. – Voir I. BASSIAS et S. LEKKAS, p. 297.
- J. LEPLAT. – Voir L. CHOUTEAU *et al.*, p. 127.
- S. MAYOL et J. MULLER. – Nouvelles données sur le Cambro-Ordovicien des Jebilet occidentales (Meseta côtière marocaine), p. 305.
- F. MEILLIEZ. – Voir B. MILHAU *et al.*, p. 271.
- F. MEILLIEZ. – Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne sud-occidentale), p. 281.
- M. MERCIER-CASTIAUX, H. CHAMLEY et Ch. DUPUIS. – La sédimentation argileuse tertiaire dans le bassin belge et ses approches occidentales, p. 139.
- B. MILHAU, D. BRICE et F. MEILLIEZ. – Une coupe de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne), p. 271.
- J. MULLER. – Voir S. MAYOL et J. MULLER, p. 305.
- M. MUNSCHY. – Voir R. SCHLICH et M. MUNSCHY, p. 15.
- R. PIDAL. – Voir J. LE MENN et R. PIDAL, p.
- R. POTHERAT. – Voir C. DESTEUCCQ *et al.*, p. 203.
- Y. QUINIF. – Voir P. DOREMUS *et al.*, p. 211.

- R. SCHLICH et M. MUNSCHY. – Forages profonds dans l’océan indien. Programme O.D.P., 1987-1988, p. 15.
- H. et G. TERMIER. – Gondwana et grandes révolutions terrestres : Alternance Atlantique/Téthys et déplacements africains, p. 5.
- J. THIERRY. – Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique moyen des bordures Nord et Est gondwaniennes. Bilan et perspectives, p. 57.
- M. WATERLOT et A. BLIECK. – Avant-propos « Aspects de la Géologie du Gondwana », p. 3.
- H. WENSINK. – Displaced terranes of Gondwana origin in Indonesia : Paleomagnetic implications, p. 81.
- L. WOUTERS and F. GULLENTOPS. – The sedimentology of the Westphalian D. Neeroeteren sandstone, Kempen (Belgium), p. 191.

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 Pensylvanie</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 Verneuilli</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 silurodévonienne 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 élasmobranchés 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 Gigantotrachés 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 genèse 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

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>Néotonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. – J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavroto-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 Hellénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F
Publication N° 7. – P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Thétyss</i>	180,00 F
Publication N° 8. – J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides 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 sphéroptériennes du Bassin Houiller 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, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. – J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca 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

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.).