

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

17 AVR. 1991

ANNALES

Tome CIX

(1989)

*/ 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> trimestres*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1991

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

## Extraits des Statuts

### Article 2.

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

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

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

### Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une 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 cotisation 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<sup>er</sup>-1-1990)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BÉNÉLUX	Personnes physiques (2) .....	35,00 F	150,00 F T.T.C.	185,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques .....	35,00 F	165,00 F T.T.C.	200,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 345,00 F H.T. - ÉTRANGER : 400,00 F

## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) .....	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI) .....	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV .....	330,00 F H.T.
Tome CVI .....	385,00 F H.T.

## TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLJ 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 (70,00 F).

SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DU  
NORD

---

ANNALES

Tome CIX

(1989)

*3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> trimestres*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1991

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1989 —

<i>Président</i> .....	M. F. THIÉBAULT
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. C. DUPUIS
<i>Seconds Vice-Présidents</i> .....	M. G. TIEGHEM
	M. F. AMEDRO
<i>Conseillers</i> .....	M. B. MISTIAEN
	M. A. BLIECK
	M. J. CHALARD
	M. M. WATERLOT
	M. J. FERRIÈRE
	M. F. MEILLIEZ
<i>Secrétaire</i> .....	M. F. GUILLOT
<i>Trésorier</i> .....	M. J.M. DEGARDIN
<i>Secrétaire Adjoint</i> .....	M. O. GOFFETTE
<i>Délégué aux Publications</i> .....	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i> .....	M. J.F. DECONINCK

---

Comité d'organisation scientifique :

M<sup>me</sup> Paule CORSIN, Directeur de la Publication  
M. P. CELET  
M. H. CHAMLEY  
M. J. FERRIÈRE  
M. F. THIÉBAULT

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

MM. J. BEAUCHAMP, R. DELOFFRE, C. DUPUIS, C. LEFÈVRE, M. LYS,  
D. VACHARD et M<sup>me</sup> A. PELHATE

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

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

---

*Secrétariat : Société Géologique du Nord*  
Sciences de la terre, 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 en 1989**

L'année fut dure pour la Société. Et comme dans les "Périodes intermédiaires" de l'Egypte pharaonique, les sources sont peu nombreuses. Grâce à Alain BLIECK qui, tel un scribe, maintint le calame et le flambeau bien haut, j'ai pu glaner des notes éparées pour rédiger ce compte rendu.

### **ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 11 JANVIER 1989**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

L'Assemblée Générale et les élections se firent le mercredi 11 janvier ; une conférence présentée par B. BLAISE suivit ; elle traitait du Pacifique. Un mot qu'il fait bon prononcer à présent.

### **ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 1<sup>er</sup> FÉVRIER 1989**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

Le 1<sup>er</sup> février, D. VACHARD, votre serviteur, exposa une note écrite avec D. FADLI sur le Maroc. La salle était si peu remplie que j'eus la tentation de parler plutôt du Sahara.

### **ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 1<sup>er</sup> MARS 1989**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

La séance ordinaire élisait Olivier VICAIRE, assistait à une communication de F. THIÉBAULT et enregistrait un manuscrit de J.M. DÉGARDIN *et al.*

### **COLLOQUE DES 26 et 27 AVRIL 1989**

---

Les 26-27 avril 1989, le colloque "Géologie et Aménagement Régional" obtint un franc succès de participation, avec une assistance assez massive et des communications passionnantes ; malheureusement la réussite éditoriale fut faible et, à ce jour, les actes du colloque se sont fort peu diffusés. Je vous conseille la lecture de ces travaux qui sont presque de "l'écologie-géologie" et touchent à notre vie de tous les jours.

**ASSEMBLÉE GÉNÉRALE EXTRAORDINAIRE DU 7 JUIN 1989  
SUIVIE DE L'ASSEMBLÉE ORDINAIRE**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

Les nouveaux tarifs pour l'année 1990 ont été adoptés, selon les propositions du Conseil. La cotisation est portée à 35 F et l'abonnement à 150 F, ce qui amène C+A/90 à 185 F.

Le 7 juin, l'informatique faisait une entrée remarquée dans le secrétariat de la SGN, grâce au duo de choc François GUILLOT et Olivier GOFFETTE. Toute aussi novatrice était la communication de N. BEUN sur les gypses jurassico-crétacés de la Meseta marocaine.

**ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 8 NOVEMBRE 1989**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

Le 8 novembre paraissait cet intéressant opuscule qu'est le catalogue des publications de la SGN, fruit d'un travail de synthèse des secrétaire et secrétaire-adjoint précédemment nommés.

Une publication supplémentaire, le numéro 16, sortait des presses ; elle avait pour auteur un des scientifiques pour lequel j'ai le plus d'admiration, Monsieur Jacques SIGAL. Le sous-titre était "avant l'oubli", témoin d'une constance dans la pensée du créateur des "spectres".

De façon moins réjouissante, on suspendait la série des "cahiers de TP", et des retards commençaient déjà à s'opposer à la publication de la thèse de C. LAMOUREUX (deux ans plus tard, les choses se sont enfin résolues et ce travail fera l'objet de notre publication n° 19).

Après l'élection de MM. BRODKOM, DE BREUK, LAMOUREUX, PASCAL et POTY, l'ordre du jour appelle les communications orales suivantes :

J.M. DÉGARDIN, J. BLAISE, E. BOUYX et F. PARIS. — Nouvelles données biostratigraphiques (Graptolites, Conodontes et Chitinozoaires) sur la Kentville formation dans le secteur de Fales River, en Nouvelle-Ecosse (Silurien supérieur de la zone de Meguma, Appalaches septentrionales).

F. BRODKOM. — Analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouïne et de Saint-Pierre-la-Cour (Dinantien du Bassin de Laval, Massif Armoricain, France).

A. PELHATE, R. CONIL(†), C. VUILLEMIN et F. MEILLIEZ. — Les Calcaires de la Viosne : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval (Massif Armoricain, France), au Moliniacien (Viséen inférieur).

**ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 6 DÉCEMBRE 1989**

Présidence de M. F. THIÉBAULT, Président

---

Ce fut d'abord l'élection comme Membre de la Société de M. CARIDROIT, puis F. MEILLIEZ, de retour parmi nous, redonnait une version lilloise de sa thèse soutenue à l'Université du Maine.

Voilà ce que j'ai pu reconstituer de cette année 1989. Je ne note rien à la date du 14 juillet ; après tout, c'était déjà la remarque de Louis XVI sur son carnet — de chasse il est vrai — deux cents ans plus tôt. Puis ce furent 90, 91, 92 (1700 s'entend). Je crois que cette année, on a bien fait de commémorer le divin Mozart. Que sa musique céleste apaise un peu nos mœurs, et Toi, mon Dieu, ne pourrais-tu pas vraiment faire quelque chose ?

Le 18 février 1991,  
D. VACHARD, Secrétaire depuis 1990.

## Foraminifères, Algues et Pseudo-algues du Viséen du massif des Mdakra (Maroc)

### Foraminifers, Algae and Pseudo-algae from the Viséan of Mdakra massif (Morocco)

par Daniel VACHARD (\*) et Driss FADLI (\*\*)

(Planche I)

*Résumé.* — De riches populations de Foraminifères, d'Algues et de Pseudo-algues permettent de préciser la biostratigraphie du Viséen dans le massif des Mdakra (Maroc). La Formation Sidi Sebaa renferme des associations V2a/b à *Uralodiscus rotundus* puis V2b à *Conilidiscus settlensis* et *Endothyranopsis compressa*. La Formation Mellila est d'âge V3b $\gamma$  à *Howchinia bradyana* et *Ungdarella uralica*.

*Abstract.* — *Diversified assemblages of Foraminifers, Algae and Pseudo-algae allow to precise the Viséan biostratigraphy of Mdakra Plateau (Morocco). The Sidi Sebaa Formation has yielded assemblages belonging to the V2a/b with Uralodiscus rotundus, and to the V2b with Conilidiscus settlensis and Endothyranopsis compressa. The Mellila Formation is V3b $\gamma$  in age, with Howchinia bradyana and Ungdarella uralica.*

#### INTRODUCTION

Le massif paléozoïque des Mdakra est situé dans la partie Nord du Maroc, à environ 60 km au Sud de Rabat (fig. 1). Le Viséen y fut daté à plusieurs reprises grâce aux macrofaunes (Lecointre 1926, Termier 1936, Termier & Termier 1951). Nous nous proposons dans cette Note de préciser la stratigraphie locale de cet étage grâce à une analyse détaillée des microfaciès et de leur contenu en Foraminifères, Algues et Pseudo-algues. Le cadre stratigraphique général adopté est celui de Paproth, Conil *et al.* (1983).

#### I. — CADRE GÉOLOGIQUE

Le massif des Mdakra est un segment hercynien de la bordure Sud-Ouest de la meseta nord-occidentale marocaine (fig. 1). Il est limité à l'Est par le massif de Khatouat, à l'Ouest par la plaine miocène et quaternaire de la Chaouia et au Sud par le plateau crétacé des Phosphates. Piqué (1979) considère le massif des Mdakra comme le prolongement sud-ouest d'un grand bassin individualisé au Dévonien supérieur : le bassin de Sidi Bettache.

#### II. — LITHOSTRATIGRAPHIE

Deux formations récemment décrites (Fadli, 1990) seront étudiées ici : la Formation Sidi Sebaa et la Formation Mellila (fig. 2).

La Formation Sidi Sebaa repose en concordance sur les schistes noirs de la Formation M'garto, dont l'âge pourrait être famenno-strunien (Loboziak & Streef, étude en cours). Les deux formations sont en contact faillé. Celle de Mellila est recouverte en discordance par les séries post-paléozoïques.

#### A) LA FORMATION SIDI SEBAA

Elle comprend quatre membres qui n'ont pas encore reçu de désignation formelle ; nous ne les distinguerons que par leurs caractéristiques lithologiques (fig. 3).

1) **Unité E1** (grès quartzitiques et dolomies de base) : au NW de Sidi Sebaa on rencontre une assise de grès et de dolomies d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, en bancs décimétriques à métriques, de couleur gris clair ou rose, localement riches en coquilles décalcifiées de Bivalves ou de Brachiopodes.

(\*) Université Lille Flandres-Artois - UFR Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, URA 1365 du C.N.R.S., 59655 Villeneuve d'Ascq (France).

(\*\*) Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Département Sciences de la Terre, B.P. 1014, avenue Ibn Battouta, Rabat (Maroc).

Note présentée le 1<sup>er</sup> février 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

On identifie aisément des dépôts soumis à l'action de courants unidirectionnels avec de fines laminations horizontales et obliques planaires parallèles (mieux marquées dans les passées dolomitiques), des ripple marks, des crachées bioclastiques et de minces lits ou veinules de végétaux flottés carboniférés. La bioturbation est fréquente au sommet des bancs gréseux. Il semble que l'on soit en présence de barres sous-marines infralittorales.

2) **Unité E2** (unité calcaréo-détritique inférieure) : elle est constituée de plus de 600 m de shales vert olive ou noirs, admettant à la base de minces bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires dolomitiques, qui deviennent de plus en plus nombreux et épais (5 à 30 cm), et parfois oolithiques et à litage oblique, vers le sommet.

3) **Unité E3** (grès calcaires) : il s'agit de 300 m de grès moyens gris clair, souvent calcaires, en bancs décimétriques à métriques, montrant de nombreuses stratifications entrecroisées et quelques passées à cailloutis.

4) **Unité E4** (unité calcaréo-détritique supérieure) : ce sont des shales noirs à intercalations centimétriques bleutées de grès calcaires et de calcaires bioclastiques plus ou moins sableux ou oolithiques. L'épaisseur totale est difficile à préciser.

## B) LA FORMATION MELLILA

Elle affleure au NW du secteur étudié et se superpose partout avec un contact anormal à la Formation Sidi Sebaa. Elle comprend trois unités lithologiques :

1) **Unité E5** (le complexe récif, pélites à blocs et conglomérats) : épaisse de 70 mètres, elle présente trois faciès qui se relient latéralement.

a) *Des récifs* constitués de bancs métriques de calcaire gris bleu à Rugueux, Tabulés, Brachiopodes. Constructions et calcaires accumulés se succèdent.

b) *Des pélites à blocs* : ce sont des shales vert olive englobant des blocs de 50 cm à 8 m provenant de la plate-forme récifale, parfois associés à des conglomérats interstratifiés (cailloutis gréseux et calcaires de 2 à 3 cm) et à des bancs calcaires.

c) *Des pélites sans blocs* et pauvres en conglomérats, mais riches en bancs centimétriques de calcaires oolithiques.

2) **Unité E6** (600 m) : alternance de pélites et de bancs conglomératiques ou de calcaires sableux ou oolithiques.

3) **Unité E7** (plusieurs centaines de mètres) : pélites à rares intercalations peu épaisses de calcaires bioclastiques, localement à horizons de calcaire oolithique.

## III. — BIOSTRATIGRAPHIE

### A) FORMATION SIDI SEBAA

1) **L'Unité E1** : la plupart des microfaciès favorables sont dolomitisés. La majeure partie du membre peut être datée du Tournaisien supérieur (Tn3, Ivorien) par palynostratigraphie (Loboziak *et al.*, sous presse). Cependant un microfaciès situé au sommet d'E1, contenant *Endothyra* sp. et *Nanopora anglica* Wood, 1964, montre qu'une partie de l'unité doit être viséenne, puisque le genre algair est inconnu au Tournaisien et apparaît au Viséen inférieur dans les stratotypes belges (Vachard, inédit).

2) **L'Unité E2** : elle est intéressante sur le plan biostratigraphique, car elle contient les indicateurs de la première zone de Foraminifères marocains (Vachard 1988). Les points d'affleurements de cette biozone sont peu nombreux : Jebel Goulib (Vachard & Termier 1977, Ouarache 1987), région de Tiflet (Vieslet 1983), région au Nord d'Oulmès (Bougach-

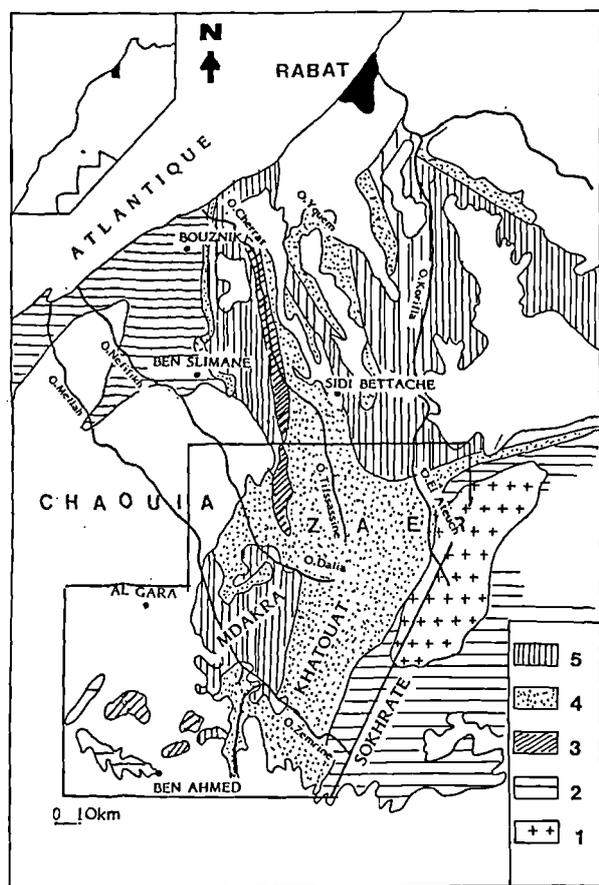


Fig. 1. — Schéma cartographique de la Meseta nord-occidentale et situation du secteur étudié. Abréviations : 1 = Granitoïdes ; 2 = Paléozoïque inférieur ; 3 = Dévonien inférieur et moyen ; 4 = Faménno-strunien ; 5 = Dinantien (surtout Viséen).

Fig. 1. — Geological sketch map of Northwestern Meseta and location of studied area. Abbreviations : 1 = Granitoids ; 2 = Lower Paleozoic ; 3 = Lower and Middle Devonian ; 4 = Faménno-strunian ; 5 = Dinantian (especially Viséan).

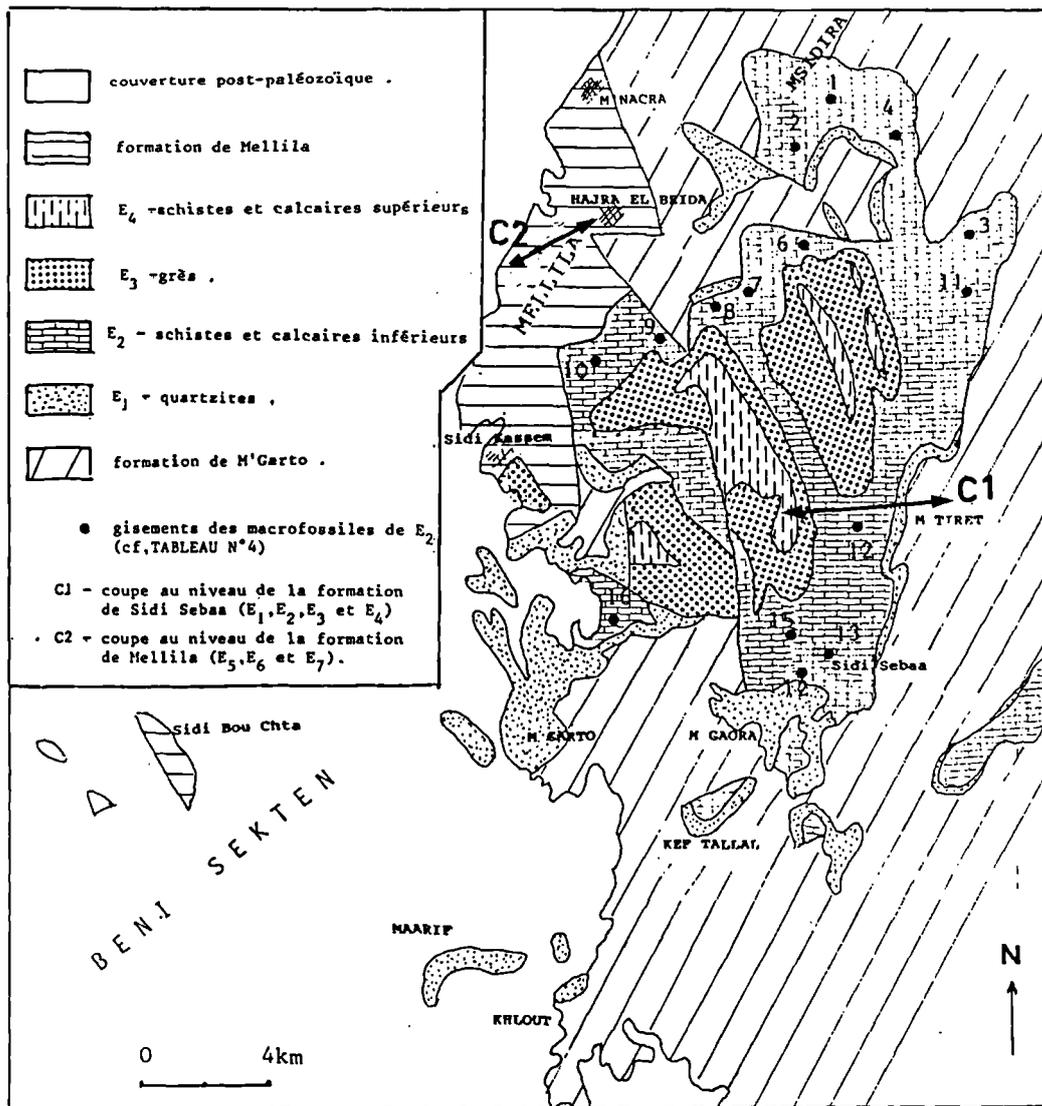


Fig. 2. — Schéma cartographique de la partie sud du massif des Mokra.

Fig. 2. — Geological sketch map of the Southern part of Mokra Massif.

mir, matériel Tahiri inédit). Datée V2a par Vachard & Termier, ou Cf 4γ/Cf 5 inférieur par Vieslet, cette biozone apparaît intermédiaire ou mixte entre les peuplements belges du V2a (fin du Moliniacien) et du V2b (base du Livien). La biozone pourrait correspondre à une tranche de temps mal représentée en Belgique, à moins que les marqueurs V2a ne s'éteignent plus tardivement au Maroc.

Les *Uralodiscus rotundus* (Chernysheva, 1948) principaux

marqueurs du V2a de Belgique, sont bien représentés dans la Formation Sidi Sebaa (Pl. I, fig. 1-2). Les autres marqueurs moliniaciens sont les Foraminifères *Pseudolituotubella*, *Eoparastaffella*, *Pseudoplanoendothyra*, *Glomodiscus oblongus* (Conil & Lys, 1964), *G. rigens* (Conil & Lys, 1964), *Archaeodiscus* au stade involutus, et la Pseudo-algue *Luteotubulus liscis* (Malakhova, 1975) Vachard in Vachard & Termier, 1977.

La fig. 3 (page suivante) présente le détail de l'association.

3) Les Unités E3 et E4 : elles sont d'âge V2b (= Cf 5 inférieur = Livien inférieur) et correspondent à la deuxième biozone marocaine de Foraminifères (Vachard 1988). Elles se caractérisent par la disparition des marqueurs V2a et par la prédominance d'*Endothyranopsis compressa* (Rauser & Reitlinger in Rauser et al., 1936) ; *Forschia subangulata* (Moeller, 1880) ; *Omphalotis exilis* (Rauser, 1948) ; *Koninckopora tenuiramosa* Wood, 1942 ; *Archaeodiscus* spp. au stade concavus ; *Palaeotextularia* sp. et dans d'autres localités par l'abondance des *Exvotarisella index* (Ehrenberg, 1854) Mamet & Roux, 1974 (Termier & Vachard 1975) et par l'apparition de rares *Nodosarchaeodiscus*. La limite entre les deux biozones est difficile à placer : soit au milieu de l'Unité E2, soit à la limite des Unités E2 et E3, selon que l'on considère la disparition locale apparente d'*Uralodiscus rotundus* ou l'apparition observée d'*Endothyranopsis compressa*. Dans ce dernier cas, un échantillon (FD 317) montrerait la base du V2b local (Pl. I, fig. 4, 6-7, 13-14) avec :

*Koninckopora inflata* (De Koninck, 1842) ; *Diplosphaerina inaequalis* (Derville, 1931) ; *Polysphaerina bulla* (Conil & Lys, 1968) Mamet, 1973 ; *Earlandia minor* (Rauser, 1948) ; *Earlandia vulgaris* (Rauser & Reitlinger in Rauser & Fursenko, 1937) ; *Forschia subangulata* (von Moeller, 1880) ; *Endothyra similis* (Rauser & Reitlinger in Rauser et al., 1936) ; *Plectogyranopsis* sp. ; *Endothyranopsis compressa* (Rauser & Reitlinger in Rauser et al., 1936) ; *Mediocris* sp. ; *Tetrataxis* sp. ; *Archaeodiscus nobilis* (Brajnikova, 1973) ; *Archaeodiscus krestovnikovi* Rauser, 1948 stade concavus ; *Conilidiscus settlensis* (Conil in Conil et al., 1979) Vachard, 1988.

*Koninckopora inflata* (De Koninck, 1842) ; *Diplosphaerina inaequalis* (Derville, 1931) ; *Polysphaerina bulla* (Conil & Lys, 1968) Mamet, 1973 ; *Earlandia minor* (Rauser, 1948) ; *Earlandia vulgaris* (Rauser & Reitlinger in Rauser & Fursenko, 1937) ; *Forschia subangulata* (von Moeller, 1880) ; *Endothyra similis* (Rauser & Reitlinger in Rauser et al., 1936) ; *Plectogyranopsis* sp. ; *Endothyranopsis compressa* (Rauser & Reitlinger in Rauser et al., 1936) ; *Mediocris* sp. ; *Tetrataxis* sp. ; *Archaeodiscus nobilis* (Brajnikova, 1973) ; *Archaeodiscus krestovnikovi* Rauser, 1948 stade concavus ; *Conilidiscus settlensis* (Conil in Conil et al., 1979) Vachard, 1988.

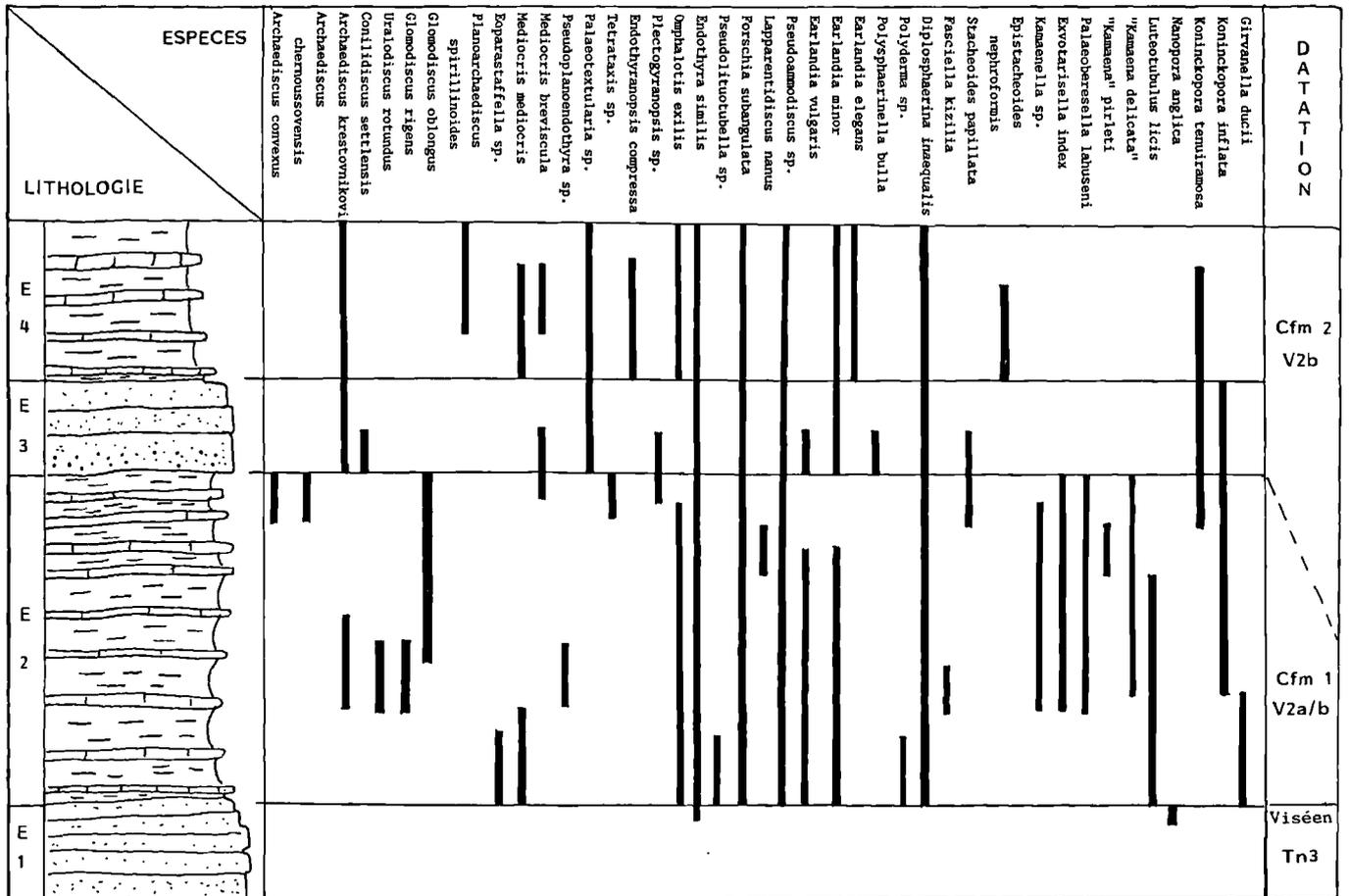


Fig. 3. — Tableau lithostratigraphique et biostratigraphique (Algues, Pseudo-algues et Foraminifères) de la Formation Sidi Sebaa (sans échelle).

Fig. 3. — Lithostratigraphical column and biostratigraphical contents (Algae, Pseudo-algae and Foraminifers) of the Sidi Sebaa Formation (without scale).

## B) FORMATION MELLILA

### 1) Les données générales :

Les Foraminifères sont variés, mais fournissent tous des indications biostratigraphiques convergentes : l'âge de la formation est V3b $\gamma$  (= Cf 6 $\gamma$  = Warnantien "moyen"). Nous sommes en présence de la biozone marocaine 6 de Vachard (1988). L'association comporte (Pl. I, fig. 3, 5, 8-11, 15-16) :

#### a) Métazoaires :

Entroques, Brachiopodes, Lamellibranches et terriers *Prethocoprolithus*.

#### b) Algues :

Oncolithes à Spongiostromides et *Aphralysia capriorae* Mamet & Roux, 1975 ; *Girvanella ducii* Wethered, 1890 ; *Koninckopora inflata* (De Koninck, 1842) ; *Koninckopora tenuiramosa* Wood, 1942 ; *Nanopora anglica* Wood, 1964 ; *Wind-soporella tulayae* (Chanton Güvenç, 1972) Vachard, 1980 ; *Principia vailhani* (Mamet & Roux, 1977) Brenckle in Brenckle *et al.*, 1982.

#### c) Foraminifères :

*Parathuramina* ex gr. *suleimanovi* Lipina, 1950 ; *Diplophaerina inaequalis* (Derville, 1931) ; *Earlandia elegans* (Rausser & Reitlinger in Rausser & Fursenko, 1937) ; *Earlandia minor* (Rausser, 1948) ; *Earlandia vulgaris* (Rausser & Reitlinger in Rausser & Fursenko, 1937) ; *Pseudoammodiscus* sp. ; *Forschia subangulata* (von Moeller, 1880) ; *Scalebrina* sp. ; *Endothyra similis* Rausser & Reitlinger in Rausser *et al.*, 1936 ; *Endothyra* ex gr. *bowmani* Phillips, 1846 emend. Brady, 1876 emend. CINZ, 1965 ; *Omphalotis* sp. ; *Plectogyranopsis convexa* (Rausser, 1948) ; *Endothyranopsis compressa* (Rausser & Reitlinger in Rausser *et al.*, 1936) ; *Criboospira panderi* von Moeller, 1878 ; *Endostaffella parva* (von Moeller, 1880) ; *Eostaffella ikensis* Vissarionova, 1948 ; *Pseudoendothyra concinna* (Schlykova, 1951) ; *Palaeotextularia* sp. ; *Koskinotextularia bradyi* (Moeller, 1880) ; *Tetrataxis* sp. ; *Pseudotaxis eominima* (Rausser, 1948) ; *Valvulinella youngi* (Brady, 1876) ; *Howchinia bradyana* (Howchin, 1888) ; *Archaeodiscus krestovnikovi* Rausser, 1948 ; *Archaeodiscus chernousovensis* Mamet, Choubert & Hottinger, 1966 ; *Archaeodiscus convexus* Grozd. & Lebed. in Grozd., 1953 ; *Archaeodiscus grandiculus* Schlykova, 1951 ; *Archaeodiscus moelleri* Rausser, 1948 ; *Nodosarchaediscus saleei* (Conil & Lys, 1964) ; *Neoarchaediscus incertus* (Grozdilova & Lebedeva, 1954) ; *Asteroarchaediscus gregorii* (Dain in Grozdilova, 1953).

#### d) Pseudo-algues :

*Palaeoberesella lahusei* (Moeller, 1879) emend. Mamet & Roux, 1974 ; *Exvotarissella index* (Ehrenberg, 1854) emend. Moeller, 1879) Mamet & Roux, 1974 ; *Claracrusta spissa* (Petryk & Mamet, 1972) ; *Pokorninella gracilis* Vachard in Meissami *et al.*, 1978 ; *Stacheoides* ex gr. *polytrematoides* (Brady, 1876) ; *Stacheoides tenuis* Petryk & Mamet, 1972 ; *Sinustacheoides meandriiformis* (Mamet & Rudloff, 1972) ; *Aoujgalia regularis* Termier & Vachard, 1977 ; *Epistacheoides nephroformis* Petryk & Mamet, 1972 ; *Roquesselsia radians* Termier & Vachard, 1977 ; *Fourstonella irregularis* Mamet & Roux, 1977 ; *Ungdarella uralica* Maslov, 1956 ; *Fasciella kizilia* Ivanova, 1973.

Le marqueur de zone est *Howchinia bradyana* d'après Vachard (1988). D'autres espèces importantes sont *Ungdarella uralica*, qui semble bien elle aussi apparaître au V3b $\gamma$ , *Principia vailhani*, *Endostaffella parva*, *Nodosarchaediscus saleei*, *Asteroarchaediscus* sp. et *Criboospira panderi*, tous plus ou moins marqueurs, par leur apparition, leur première fréquence ou leur association, du V3b $\gamma$ .

### 2) Microfaciès du V3b $\gamma$ convergeant avec le V2b :

Le V3b $\gamma$  de la Formation Mellila contient certains niveaux ne permettant pas de datation précise à cause d'une forte convergence avec le V2b. Le microfaciès de ces calcaires montre divers grainstones très sableux à oolithes et bioclastes qui sont : des entroques, des débris de Brachiopodes et de Bryozoaires, et des micro-organismes :

*Endothyra* sp. ; *Endothyranopsis compressa* (Rausser & Reitlinger in Rausser *et al.*, 1936) ; *Archaeodiscus chernousovensis* Mamet, Choubert & Hottinger, 1966 ; *Koninckopora tenuiramosa* Wood, 1942 ; *Epistacheoides* sp. ; *Kamaenella* sp.

L'âge de semblables niveaux, très répandus dans le Viséen du Maroc, ne peut être daté plus précisément que V2b/V3 indifférencié (ou Livien supérieur/Warnantien ou Cf 5/6).

## CONCLUSIONS

— Le Viséen des Mdakra comporte deux formations : Sidi Sebaa et Mellila ; la première est datée du Tournaisien supérieur Tn3 au Viséen moyen V2b, la seconde du Viséen supérieur V3b $\gamma$ .

— La Formation Sidi Sebaa livre d'intéressantes associations de micro-organismes carbonatés du V2a/b et du V2b.

— Le V2a/b apparaît comme une division spéciale au Maroc où des Foraminifères typiquement V2a (i.e. moliniaciens) survivent dans une unité typiquement V2b lorsque l'on regarde son contenu en Archaeodiscidae et en *Koninckopora*. C'est dans la Formation Sidi Sebaa que cette subdivision est le mieux exposée au Maroc.

— La datation d'un V2a/b local correspond soit :

- 1° à un remaniement au sens stratigraphique du terme ;
- 2° à un niveau intermédiaire, non présent, non identifié ou absent dans les coupes types de Belgique ;
- 3° à une survie des marqueurs V2a au Maroc ;
- 4° à une apparition précoce des marqueurs V2b.

La diversité des microfunes incriminées, en individus et en espèces, permet de rejeter facilement les hypothèses (1) et (4). Il ne paraît pas exister de lacunes observables entre le V2a et le V2b en Belgique, bien que la limite des sous-étages Moliniacien et Livien y ait été placée.

Il reste donc la possibilité d'une survie au Maroc de certains marqueurs, en particulier des Archaeodiscidae. On est en présence d'un V2b local à survivance V2a.

— Le Viséen inférieur (V1a-V1b-V2a *sensu stricto* = Moliniacien = Cf 4 $\alpha$ - $\delta$ ) a une fois de plus échappé à des recherches entreprises sur des marqueurs précis. Rappelons que les Brachiopodes autrefois rattachés au Viséen inférieur se sont tous révélés d'un âge plus récent, lorsque leur gangue a été réétudiée. Ce Viséen inférieur pourrait toutefois être partiellement présent au sommet de l'Unité E1 de la Formation Sidi Sebaa.

— La période correspondant au V3a, V3b $\alpha$ , V3b $\beta$  (biozones marocaines 3, 4 et 5 de Vachard) ne semble pas avoir enregistré de dépôts dans la région.

— Le V3b $\gamma$  de la Formation Mellila est riche et bien daté par la présence d'*Howchinia bradyana*, *Ungdarella uralica* et autres marqueurs du Cf6 $\gamma$ .

— Le V3b $\gamma$  est une période d'intense activité tectono-sédimentaire au Maroc. La Formation Mellila est peut-être un cas unique, en ce pays, où la plate-forme calcaire est conservée en place. La plupart du temps elle ne figure qu'à l'état d'olistolithes au milieu des séries de cônes sous-marins profonds turbiditiques.

— Le contact tectonique entre Formation Sidi Sebaa et Formation Mellila fossilise probablement une paléogéographie dynamique réalisée avant et au cours du V3b $\gamma$ .

*Remerciements.* — Les auteurs remercient Messieurs Lys et Beauchamp pour leur relecture critique du manuscrit. L'aide technique de Madame Thérèse Florent et de Monsieur Jean Carpentier a été particulièrement appréciée.

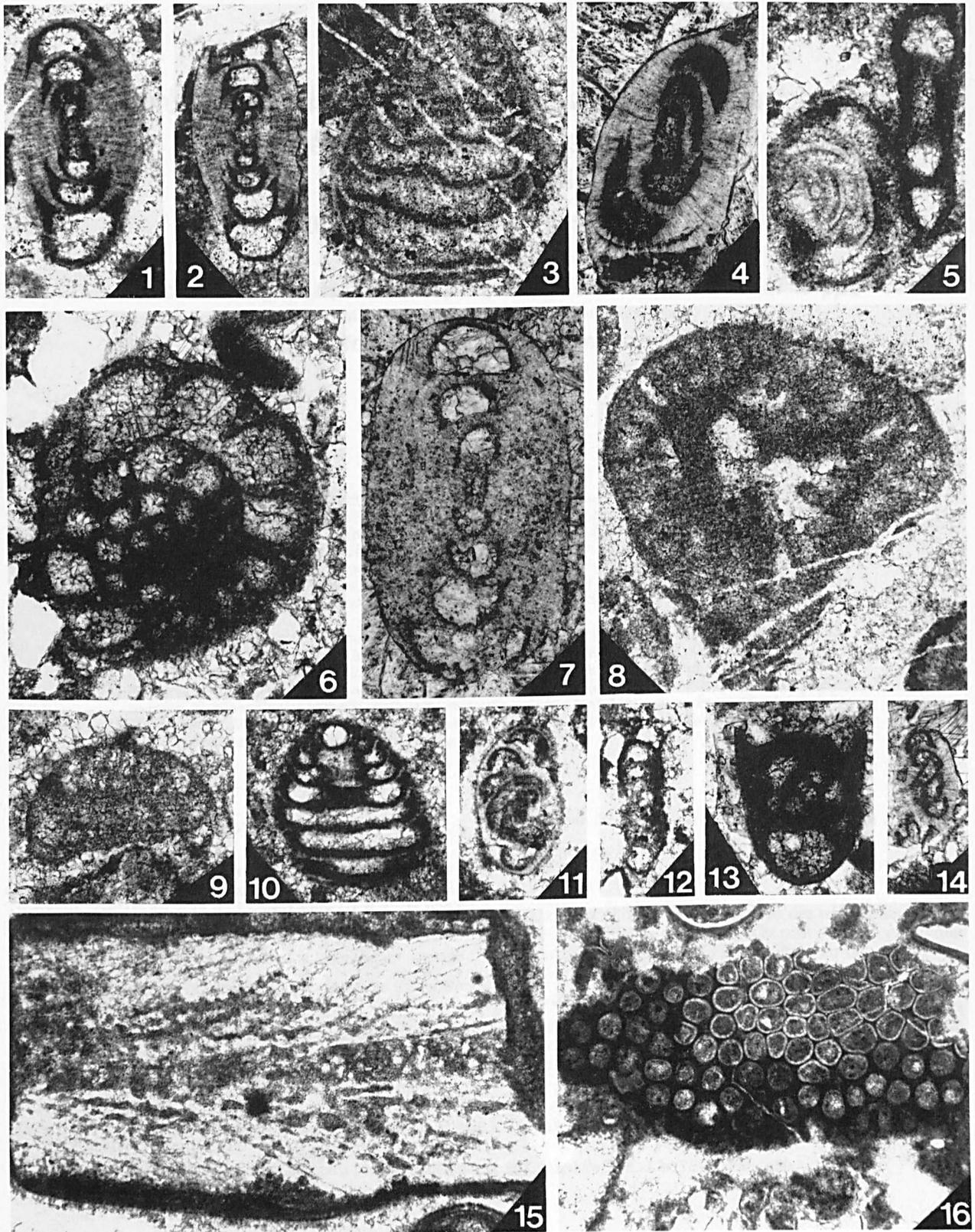
#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) FADLI D. (1990). — Evolution sédimentaire et structurale des massifs du Khatouat et des Mdakra. Thèse d'Etat, Rabat, 23 Février 1990, 316 p., 133 fig.
- 2) LECOINTRE G. (1926). — Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sci. nat. Maroc*, 14, 158 p.
- 3) LOBOZIAK S., VACHARD D., FADLI D. & STREEL M. - Datation par miospores et Foraminifères du Tournaisien et du Viséen de l'Oued Zemrine (massif des M'dakras, Maroc). *Journ. of African Earth Sc.* (Sous presse).
- 4) OUARACHE D (1987). — Etude géologique dans le Paléozoïque et le Trias de la bordure NW du Causse Moyen-Atlasique (S. et SW. de Fes, Maroc). *Thèse Univ. Toulouse*, 130 p., 8 pl.
- 5) PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK C., DEUZON S., DREESSEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. & R., HISLAIRE O., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VAN STEENWINKEL M. & VIESLET J.L. (1983). — Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 106 : 185-239.
- 6) PIQUE A. (1979). — Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta Marocaine nord-occidentale. Thèse Sci., Univ. Strasbourg et *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 56, 243 p.
- 7) TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 33, 1566 p.
- 8) TERMIER H. & TERMIER G. (1951). — Stratigraphie et paléobiologie des terrains primaires de Benahmed (Chaouïa Sud, Maroc). *Notes Serv. Géol. Maroc*, 5, 85, p. 47-104.
- 9) TERMIER H. et G. & VACHARD D. (1975). — Recherches micropaléontologiques dans le Paléozoïque supérieur du Maroc Central. *Cahiers Micropaléontologie*, 4, 1975, 99 p., 10 pl.
- 10) VACHARD D. (1988). — Zones de Foraminifères dans le Viséen du Maroc. *12<sup>e</sup> R.S.T.*, 27-29 Avril 1988, Lille : p. 129.
- 11) VACHARD D. & TERMIER G. et H. (1977). — La transgression viséenne au Jebel Goulib (Maroc Central). *Bull. Soc. Linn. Lyon*, 46, 8 : 267-281.
- 12) VIESLET J.L. (1983). — Description d'une microfaune de Foraminifères à la base du Viséen moyen dans la région de Tiflet (Maroc). *Bull. Soc. belge Géol.*, 92, 4 : 273-291, 5 pl.

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

- Fig. 1 et 2. — *Uralodiscus rotundus* (Chernysheva, 1948) - Formation Sidi Sebaa. V2a/b (zone Cfm1).  
1. — Lame 325. Gr. = 70.  
2. — Lame 325. Gr. = 70.
- Fig. 3 et 10. — *Howchinia bradyana* (Howchin, 1888) - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6).  
3. — Lame 188. Gr. = 70.  
10. — Lame 187. Gr. = 70.
- Fig. 4. — *Archaediscus nobilis* (Brajnikova, 1973) stade involutus - Formation Sidi Sebaa V2b (zone Cfm2). Lame 317 (2). Gr. = 70.
- Fig. 5. — *Archaediscus* sp. (stade concavus) et *Pseudoammodiscus* sp. - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6). Lame 187. Gr. = 70.
- Fig. 6. — *Endothyranopsis compressa* (Rauser & Reitl. in Rauser et al., 1936) - Formation Sidi Sebaa. V2b (zone Cfm2). Lame 317 (2). Gr. = 70.
- Fig. 7. — *Conilidiscus settlensis* Conil in Conil, Longerstaey & Ramsbottom, 1979) - Formation Sidi Sebaa. V2b (zone Cfm2). Lame 317. Gr. = 70.
- Fig. 8 et 9. — *Valvulinella youngi* (Brady, 1876) - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6).  
8. — Lame 188. Gr. = 70.  
9. — Lame 187. Gr. = 70.
- Fig. 11. — *Nodosarchaediscus saleei* (Conil & Lys, 1964) - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6). Lame 187. Gr. = 70.
- Fig. 12. — *Lapparentidiscus nanus* (Reitlinger, 1969) - Formation Sidi Sebaa. V2a/b (zone Cfm1). Lame 166. Gr. = 70.
- Fig. 13. — *Endothyra* ex gr. *similis* Rauser & Reitl. in Rauser et al., 1936 - Formation Sidi Sebaa. V2b (zone Cfm2). Lame 317 (2). Gr. = 70.
- Fig. 14. — *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Rauser, 1948 stade concavus - Formation Sidi Sebaa. V2b (zone Cfm2). Lame 317 (2). Gr. = 70.
- Fig. 15. — *Ungdarella uralica* Maslov, 1956 - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6). Lame 193-86. Gr. = 70.
- Fig. 16. — *Koninckopora inflata* (de Koninck, 1842) - Formation Mellila. V3b $\gamma$  (zone Cfm6). Lame 193-86. Gr. = 30.







# Interprétation des données géochimiques concernant les metabasaltes associés à la Nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridional, Grèce) Site géodynamique de mise en place

## Geochemistry of the metabasalts within the Phyllites lower nappe (external Hellenids, South Peloponnesus, Greece) Implications for their tectonomagmatic environment

par F. THIÉBAULT (\*)

**Résumé.** — La nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridional) renferme des metabasaltes non datés. La géochimie des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares infirment les hypothèses les interprétant comme des tholéïtes océaniques ou des tholéïtes "d'îles océaniques". Il s'agit plus vraisemblablement de tholéïtes continentales présentant de fortes analogies pétrogénétiques avec le volcanisme continental doléritique mésozoïque du Maroc ou avec les tholéïtes continentales du Groenland. Les convergences géochimiques avec des MORB.N seraient liées soit aux caractéristiques du manteau sous-continentale, soit à des processus pétrogénétiques particuliers.

**Abstract.** — *Undated metabasalts are intercalated within the Phyllites lower nappe which outcrop in the Southern Peloponnesus. The geochemical analysis of main elements, trace elements and rare earths lead to reject the hypothesis which classified them as oceanic tholeiites or tholeiites from an ocean island type geodynamic context in a 'back arc basin'. They can be more likely classified as continental tholeiites showing strong analogies with the continental mesozoic dolerites from Morocco or the continental tholeiites of Groenland. The geochemical convergences with MORB.N would be linked with either the characteristics of the subcrustal mantle or particular petrogenetic processes.*

### INTRODUCTION

En Péloponnèse, les Hellénides externes sont divisées en cinq unités structurales (Dercourt, 1964 ; Fleury, 1980 et Thiébault, 1982) qui sont de l'Ouest vers l'Est et de bas en haut (fig. 1) :

- 1° l'autochtone de Paxos-Zanthe connu uniquement en sondage ;
- 2° le parautochtone ionien affleurant largement dans les fenêtres tectoniques du Taygète et du Parnon ;
- 3° les nappes des Phyllades qui rassemblent l'ensemble des terrains très faiblement ou faiblement métamorphiques séparant le parautochtone ionien et la nappe de Gavrovo-Tripolitza ;

- 4° la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque ;
- 5° la nappe du Pinde.

Dans cet édifice, l'interprétation des nappes des Phyllades reste un objet de discussion. On peut distinguer au moins trois nappes (Thiébault, 1981), de haut en bas :

- a) la Nappe supérieure ou de Tyros constituée d'argilites anchimétamorphiques, de pyroclastites et de métavolcanites orogéniques (fig. 2), d'âge probable ladino-carnien (Lallemant *et al.*, 1985) ;

(\*) Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, URA 719, Université de Lille Flandres Artois, Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Note présentée le 1<sup>er</sup> mars 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

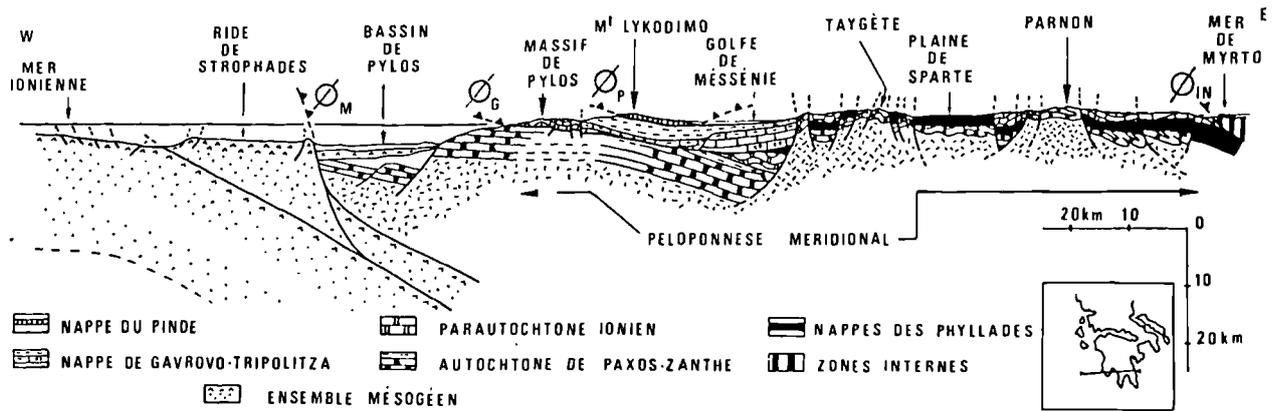


Fig. 1. — Coupe géologique schématique à travers le Péloponnèse méridional (d'après Thiébaud, 1982).  
 Fig. 1. — Schematic geological cross section of the Southern Peloponnese (after Thiébaud, 1982).

- b) *la Nappe intermédiaire ou de Pharos-Lakkomata* formée de micaschistes, de métavolcanites, de métaconglomérats et de marbres. Elle est datée paléontologiquement du Carbonifère au Trias (Paraskevopoulos, 1964 ; Lys et Thiébaud, 1971 ; Fytrolakis, 1971 ; Thiébaud et Kozur, 1971 ; Brauer *et al.*, 1980 ; Doert *et al.*, 1985) ;
- c) *la Nappe inférieure ou "Système Cristallin Principal"* constituée de micaschistes alumineux à hyperalumineux, de metabasites à glaucophane, de quartzites et de métaconglomérats, tout ce matériel ayant subi un métamorphisme HP-BT (Thiébaud et Triboulet, 1984 ; Theye, 1988).

Pratiquement tous les auteurs sont d'accord pour interpréter les Nappes supérieure et intermédiaire comme des diverticulations du soubassement stratigraphique d'âge carbonifère et triasique de la série de Gavrovo-Tripolitza.

Reste la Nappe inférieure dont l'interprétation est toujours controversée. Il pourrait s'agir encore, pour l'essentiel, de matériel ayant appartenu au soubassement stratigraphique de Gavrovo-Tripolitza (Thiébaud, 1982). Pour Lekkas et Papanikolaou (1978) et Lekkas (1980), elle correspondrait à du métaflysch ionien. Mais cette hypothèse est entièrement fondée sur une seule datation très douteuse étant donné le trop bon état de préservation des dynokystes d'âge oligocène apparemment extraits de roches ayant subi des températures de 400 à 450°C (Thiébaud et Triboulet, 1964 ; Theye, 1988).

Pour certains auteurs allemands (Wunderlich, 1971 et 1973 ; Kopp et Ott, 1977 ; Jacobshagen *et al.*, 1976 et 1978 ; Jacobshagen, 1979 ; Alther et Seidel, 1979) il s'agirait d'une série détritico-compréhensive déposée du Trias au Miocène dans un sillon des "Phyllades" à caractères océaniques, situé entre les zones ioniennes et de Gavrovo-Tripolitza. Pour

étayer cette interprétation ils se fondent sur des arguments directs et indirects. Les arguments directs sont tirés de l'étude des métavolcanites, non datées, appartenant à la Nappe inférieure des Phyllades (Skarpelis, 1982). Il n'existe, par contre, aucun argument stratigraphique. La seule datation paléontologique pouvant être (?) attribuée à du matériel de la Nappe inférieure des Phyllades donne un âge triasique (Doert *et al.*, 1985). Les arguments indirects sont tirés de l'étude des transformations métamorphiques subies par les roches de la Nappe inférieure. Ces transformations correspondent à un métamorphisme HP-BT, impliquant d'après les auteurs précédents, un modèle de subduction donc l'existence d'une croûte océanique.



Fig. 2. — Répartition géographique des métavolcanites en Péloponnèse méridional (d'après Triboulet et Bassias, 1986).  
 Fig. 2. — Geographical distribution of the metavolcanites in Southern Peloponnese (after Triboulet and Bassias, 1986).

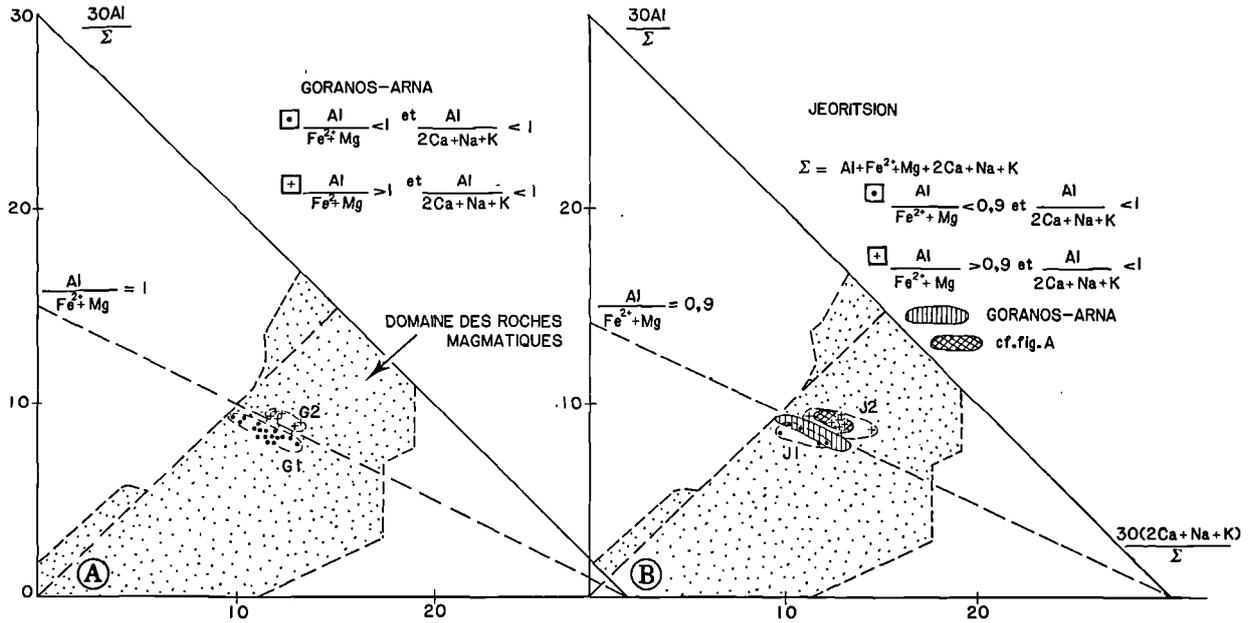


Fig. 3. — Répartition des métavolcanites de Goranos-Arna et Jeoritsion dans le diagramme de Nematov (1969).  
 Fig. 3. — Distribution of the metavolcanites from Goranos-Arna and Jeoritsion in a Nematov diagram (1969).

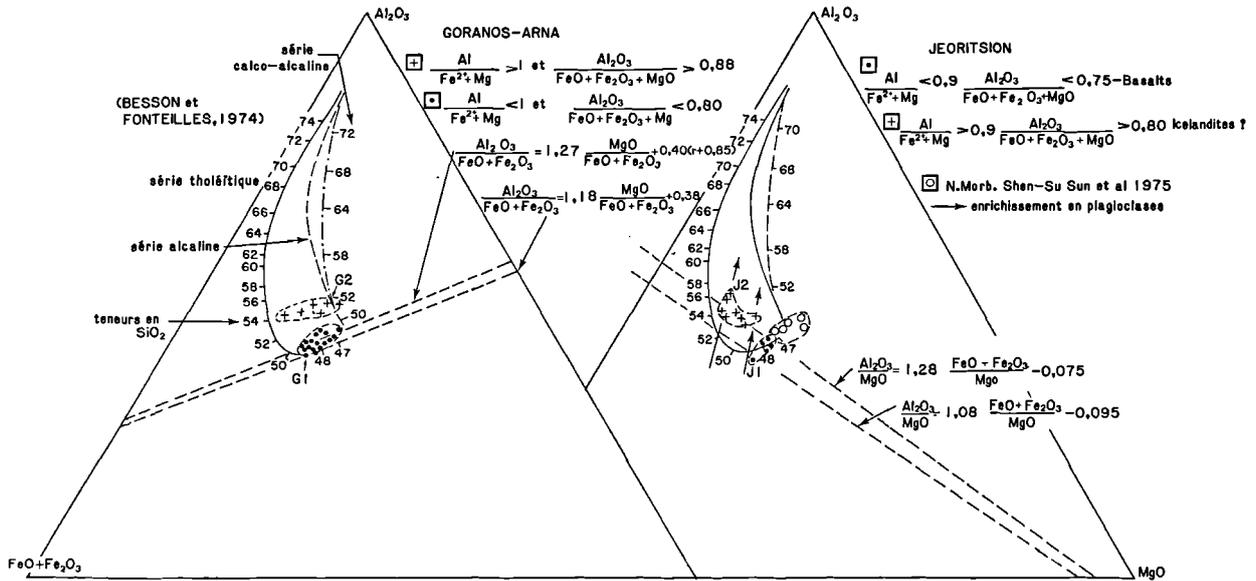


Fig. 4. — Répartition des métavolcanites de Goranos-Arna et Jeoritsion dans le diagramme de Besson et Fonteilles (1974).  
 Fig. 4. — Distribution of the metavolcanites from Goranos-Arna and Jeoritsion in a Besson-Fonteilles diagram (1974).

Je n'aborderai ici que l'examen de l'argumentation directe, c'est-à-dire l'interprétation des métavolcanites appartenant à la Nappe inférieure des Phyllades. Ces métavolcanites affluent en de nombreux points en Péloponnèse méridionale (fig. 2) au niveau desquels elles sont quelquefois associées à des masses peu importantes de serpentinite (fig. 2). Les métavolcanites ont subi comme tous les matériaux de la Nappe inférieure des déformations intenses, polyphasées et un métamorphisme HP-BT qui les a transformées en amphibolites à glaucophane (Thiébault, 1982 ; Skarpelis, 1982 ; Thiébault et Triboulet, 1984 ; Theye, 1988). De ce fait seule une étude géochimique est susceptible de préciser à quelle série magmatique se rattache ces métavolcanites paléotypes et dans quel contexte géodynamique elles se sont mises en place. Trois hypothèses ont déjà été proposées. La première les considère comme des tholéites continentales (Thiébault, 1982), la seconde parallélise ces métavolcanites avec des MORB-N (Skarpelis, 1982), la seconde les interprète comme des tholéites d'île intra-océaniques (Triboulet et Bassias, 1986) dans un contexte arrière arc. Pour aborder ce problème, je me fonderai sur des analyses chimiques déjà publiées (éléments majeurs et traces) par Skarpelis (1982, tabl. 7a, p. 31 et 32) et par Thiébault (1982, tabl. 11, p. 248) et sur trois analyses (89 à 91) nouvelles (éléments majeurs, traces et terres rares (tabl. I) effectuées à partir de trois roches appartenant au site de Goranos et d'Arna (fig. 2).

### I. — GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET DES TRACES

Dans un premier temps, j'ai sélectionné, grâce au diagramme de Nématov (1969) toutes les analyses correspondant à des roches ayant conservé une composition chimique globale de roche magmatique, c'est-à-dire toutes les analyses fournies par Skarpelis (1982) et un certain nombre de celles fournies in Thiébault (1982) (analyses 1, 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10, 16, 19, 22 et 27) plus les analyses 89 à 91, pour le site de Goranos-Arna ; analyses 4, 8, 11, 13, 20 et 21 pour celui de Jeoritsion ; tabl. 11, p. 248). Je ne reprendrai pas ici l'étude qui a conduit à admettre la mobilité géochimique d'un certain nombre d'éléments (K, Na, Ca, Si) et l'immobilité géochimique relative d'autres éléments majeurs (Al, Fe, Mg et Ti) (Thiébault, 1982).

Le diagramme de Nématov (fig. 3A et B) fait clairement apparaître que les points correspondant aux roches sélectionnées se répartissent en 2 ensembles caractérisés par des rapports  $Al/Fe^{2+} + Mg$  nettement distincts. On distingue ainsi deux ensembles  $G_1$  et  $G_2$  pour Goranos (fig. 3A), deux ensembles  $J_1$  et  $J_2$  pour Jeoritsion (fig. 3B). Dans le diagramme de Besson et Fonteilles (1974), les points représentatifs des ensembles  $G_1$  (fig. 4A) et  $J_1$  (fig. 4B) se placent très près de la portion de la courbe correspondant à la série tholéitique pour des teneurs en  $SiO_2$  variant de 49 à 47 %. On note même pour l'ensemble  $G_1$  une corrélation positive significative entre les rapports  $Al_2O_3/FeO + Fe_2O_3$  et  $MgO/FeO + Fe_2O_3$ , corrélation tout à fait comparable à celle définie par le tronçon de courbe déjà cité (cf. fig. 4A). On en déduira donc que les roches correspondant aux ensembles

$G_1$  et  $J_1$  sont très vraisemblablement d'anciens basaltes tholéitiques dont les teneurs initiales en  $SiO_2$  devraient varier entre 49 et 47 %.

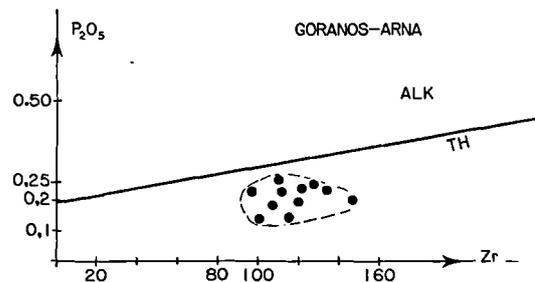


Fig. 5. — Répartition des métavolcanites de Goranos-Arna dans le diagramme  $P_2O_5=f(Zr)$  de Winchester et Floyd (1977).  
Fig. 5. — Distribution of the metavolcanites from Goranos-Arna in a  $P_2O_5=f(Zr)$  diagram of Winchester and Floyd (1977).

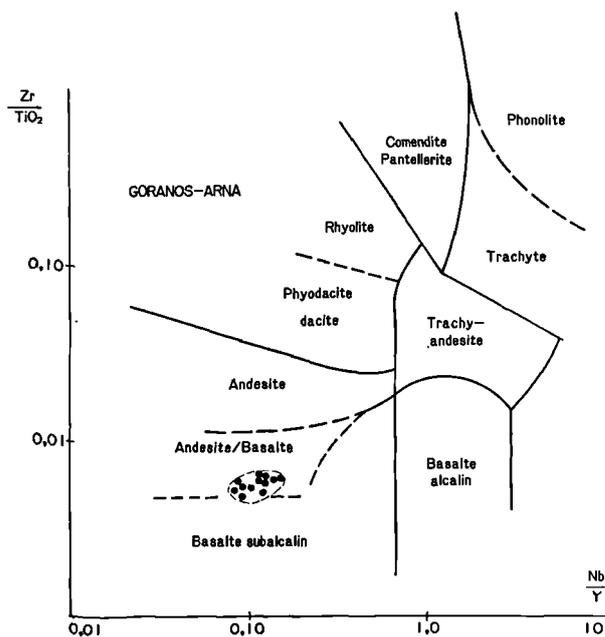


Fig. 6. — Répartition des métavolcanites de Goranos-Arna dans le diagramme  $Zr/TiO_2=f(Nb/Y)$  de Winchester et Floyd (1977).  
Fig. 6. — Distribution of the metavolcanites from Goranos-Arna in a  $Zr/TiO_2=f(Nb/Y)$  diagram of Winchester and Floyd (1977).

N°	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total	Sr	Rb	Th	U	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
89	52,21	12,95	13,02	0,18	6,21	7,06	3,37	0,78	0,71	0,20	2,35	100,04	70	17	nd	nd	5	105	43	4,51	15,57	11,29	4,35	1,56	4,92	6,46	3,56	4,24	0,57
90	48,31	13,36	14,37	0,21	6,96	7,34	3,12	1,12	1,84	0,23	2,81	99,67	182	24	nd	nd	5	113	48	4,83	17,12	12,95	5,03	1,79	5,74	7,34	4,04	4,77	0,03
91	48,68	14,04	13,69	0,20	7,08	7,76	2,43	0,67	1,90	0,22	3,37	100,03	87	15	1,3	0,31	5	119	47	5,35	21,03	13,11	4,93	2,03	5,47	7,12	4,04	4,74	0,63

Tabl. I. — Analyses chimiques (majeurs, traces et terres rares) de 3 métabasalts du Taygète (Goranos et Arna).  
 Tabl. I. — Chemical analyses (main and trace elements, rare earths) of three metabasalts of Taygete (Goranos and Arna).

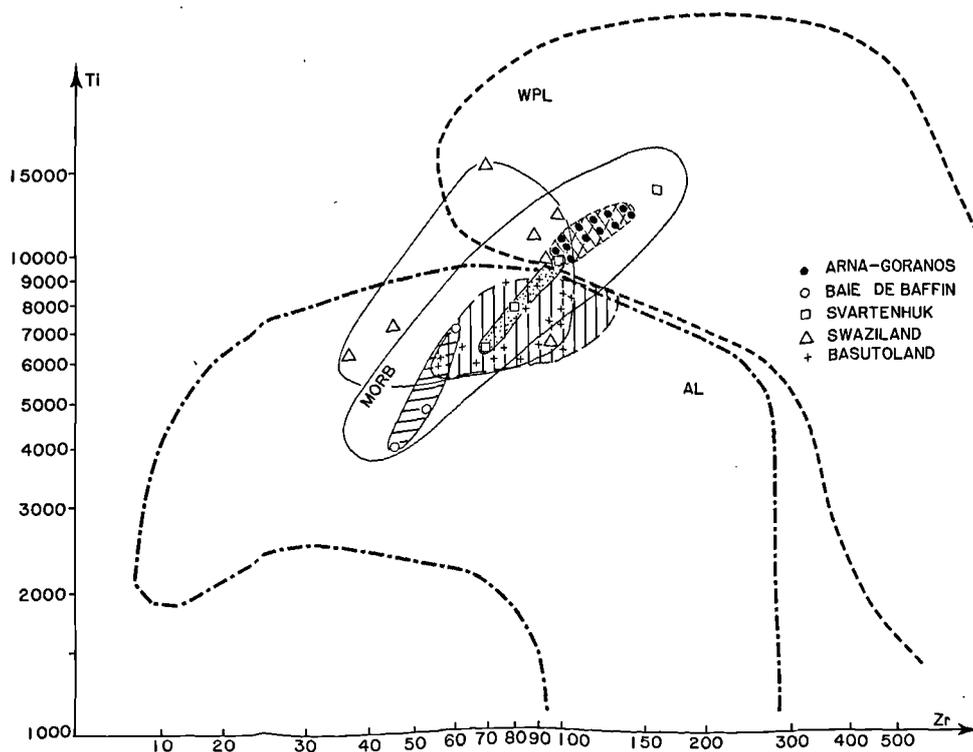


Fig. 7. — Répartition des métatholéiites de Goranos-Arna des basaltes de la Baie de Baffin et du Karoo dans le diagramme  $Ti=f(Zr)$  de Pearce *et al.* (1988).  
 WPL : volcanisme intraplaques - AL : volcanisme d'arc - MORB : volcanisme de ride médio-océanique.  
 Fig. 7. — Distribution of the methatholeiites from Goranos-Arna and basalts (Clarke, 1970) from Baffin-Bay Swaziland and Basutoland (Cox *et al.*, 1967) in a  $Ti=f(Zr)$  diagram of Pearce *et al.* (1981).

Quant aux ensembles G<sub>2</sub> et J<sub>2</sub> ils correspondent à des roches systématiquement enrichies en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. L'interprétation la plus simple consiste à faire de ces roches d'anciens faciès porphyriques enrichis essentiellement en plagioclases. L'existence pour l'ensemble G<sub>2</sub> (fig. 4A, d'une corrélation significative, r=0,97) entre les rapports Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO/FeO+F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> analogue à celle précédemment citée me conduit à interpréter ces roches comme d'anciens basaltes porphyriques enrichis en plagioclases. Par contre les points correspondants à l'ensemble J<sub>2</sub> font apparaître (fig. 4B) une corrélation significative différente entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO et FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO, corrélation comparable à celle définie par la portion de courbe correspondant à la série tholéitique pour des teneurs en SiO<sub>2</sub> variant de 49 à 54 %. C'est pourquoi je propose d'interpréter ces roches comme d'anciennes roches intermédiaires (icelandites) porphyriques enrichies en plagioclases.

Cette distinction étant faite, intéressons-nous maintenant essentiellement aux caractéristiques des ensembles G<sub>1</sub> et J<sub>1</sub>. Le caractère sub-alkalin des metabasalts G<sub>1</sub> est confirmé par les diagrammes P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = f (Zr) (fig. 5) et Zr/TiO<sub>2</sub> = f (Nb/Y) (fig. 6) (Winchester et Floyd, 1977). Leur caractère tholéitique est confirmé par le diagramme TiO<sub>2</sub> = f (FeOtot/MgO) (Skarpelis, 1982 ; Thiébaud, 1982) et par l'examen des tendances de fractionnement ("vecteur 1" de Pearce et Norry, 1979) dans le diagramme Ti = f (Zr) (fig. 7). Les valeurs des rapports Ti/V, toutes nettement supérieures à 20 (fig. 8) indiquent clairement (Shervais, 1982) que les metabasalts tholéitiques de Goranos-Arna et de Jeoritsion ne sont pas mis en place dans un contexte d'Arc insulaire. Le report sur les deux diagrammes précédents (fig. 7 et 8) des points représentatifs des tholéites intra-plaques continentales d'Afrique du Sud (Cox et Hornung, 1966 ; Cox

et al., 1967 ; Vail et al., 1969) montre très simplement que de tels diagrammes ne peuvent prétendre à la discrimination des basaltes intraplaques continentaux.

Dans le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> = f (TiO<sub>2</sub>) de Sun et al. (1979) les métatholéites de Goranos et Arna se distinguent (fig. 9) nettement des Tholéites océaniques (MORB) de type N par des teneurs en TiO<sub>2</sub> plus élevées et des rapports Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> plus faibles.

Cette distinction est encore plus nette dans le diagramme (fig. 10) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> = f (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>), où pour un même degré de différenciation les métatholéites G<sub>1</sub> et J<sub>1</sub> présentent des valeurs de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> systématiquement plus faibles que les MORB-N. Ces faibles valeurs, comparables à celles observées pour les MORB-T (Le Roex et al., 1983) impliqueraient selon Sun et al. (1979) que les métatholéites de Goranos et Jeoritsion dériveraient d'un magma issu d'une source pyrolitique par fusion partielle de relativement faible degré (<15 %), tandis que les magmas à l'origine des MORB-N correspondraient à des degrés de fusion partielle nettement plus élevés (25 à 30 %).

Dans le diagramme triangulaire K-100 Rb - 100 Sr, les points figuratifs des métatholéites de Goranos-Arna (roches 89 à 91) et de Jeoritsion matérialisent par leur disposition une corrélation positive très nette entre les teneurs en K et Rb et un rapport moyen K/Rb = 318. Si l'on admet que cette très nette corrélation positive entre les teneurs en K et Rb traduit leur immobilité géochimique relative lors des phénomènes métamorphiques, la faible valeur moyenne du rapport K/Rb pour les métatholéites de Goranos-Arna et Jeoritsion oppose nettement celles-ci aux MORB-N pour lesquels ce rapport est en moyenne nettement plus élevé (1300-1500 : Engel et al., 1965 ; 1700 : Girod et al., 1978).

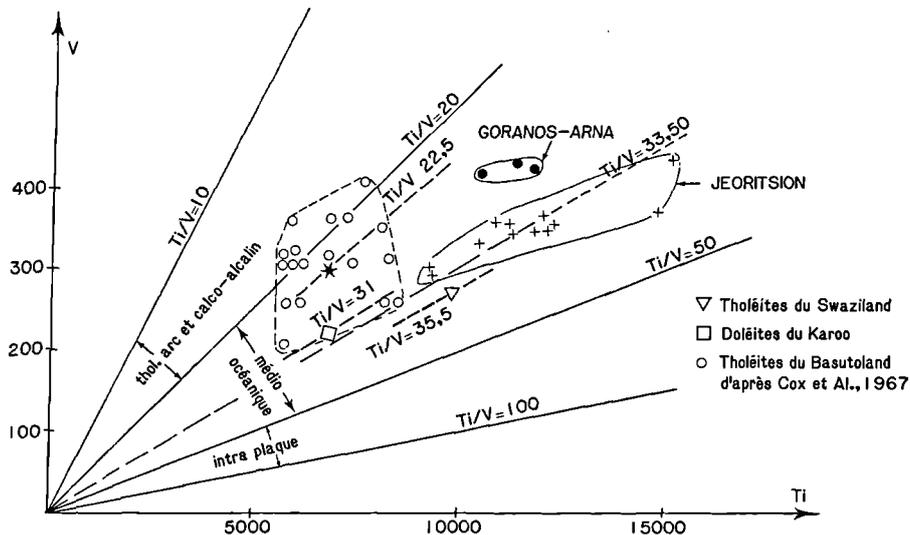


Fig. 8. — Répartition des métatholéites de Goranos-Arna et Jeoritsion, des basaltes du Swaziland - Karoo - Basutoland (Cox et al., 1967) dans le diagramme V=f (Ti) de Shervais (1982).

Fig. 8. — Distribution of the metatholeiites from Goranos-Arna - Jeoritsion, and basalts from Swaziland - Karoo - Basutoland (Cox et al., 1967) in a V=f (Ti) diagram of Shervais (1982).

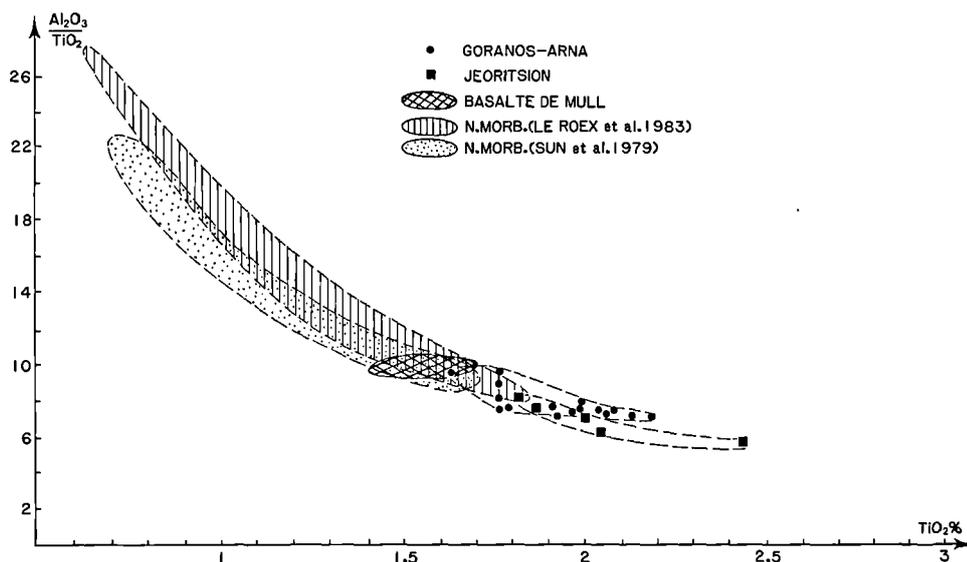


Fig. 9. — Répartition des métatholéites de Goranos-Arna et Jeoritsion dans le diagramme  $Al_2O_3/TiO_2=f(TiO_2)$  de Sun *et al.* (1979), comparées aux MORB-N d'après Sun *et al.* (1979) et Le Roex *et al.* (1983).

Fig. 9. — Distribution of the metatholeiites from Goranos-Arna and Jeoritsion in a  $Al_2O_3/TiO_2=f(TiO_2)$  diagram of Sun *et al.* (1979), correlated with N-MORB after Sun *et al.* (1979) and Le Roex *et al.* (1983).

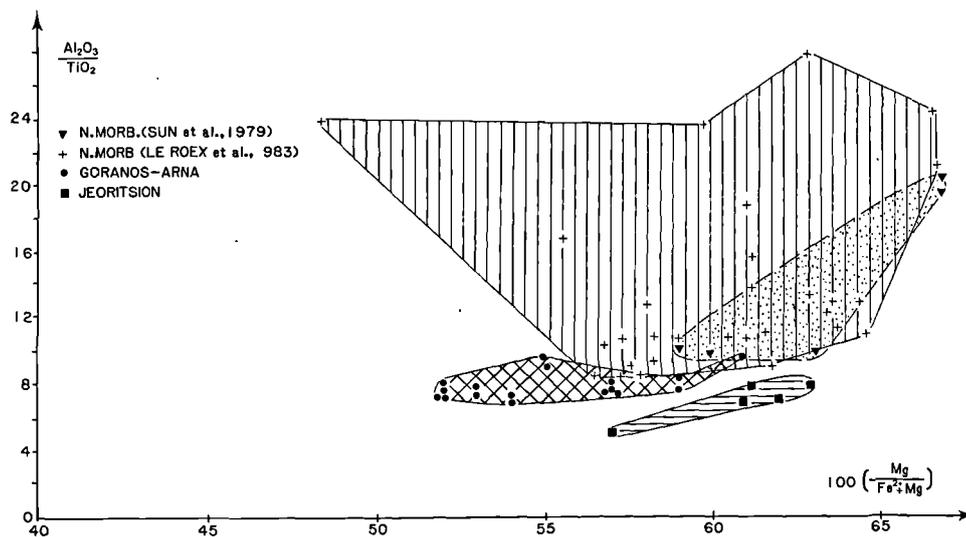


Fig. 10. — Répartition des métatholéites de Goranos-Arna et Jeoritsion dans le diagramme  $Al_2O_3/TiO_2=f(Mg/Mg+Fe^{2+})$ , comparée aux MORB-N d'après Sun *et al.* (1979) et Le Roex *et al.* (1983). FeO a été calculé en utilisant un rapport de 0,15 pour  $Fe_2O_3/FeO$ .

Fig. 10. — Distribution of the metatholeiites from Goranos-Arna and Jeoritsion in a  $Al_2O_3/TiO_2=f(Mg/Mg+Fe^{2+})$ , correlated with N-MORB after Sun *et al.* (1979) and Le Roex *et al.* (1983). FeO has been calculated using a  $Fe_2O_3/FeO$  ratio of 0,15.

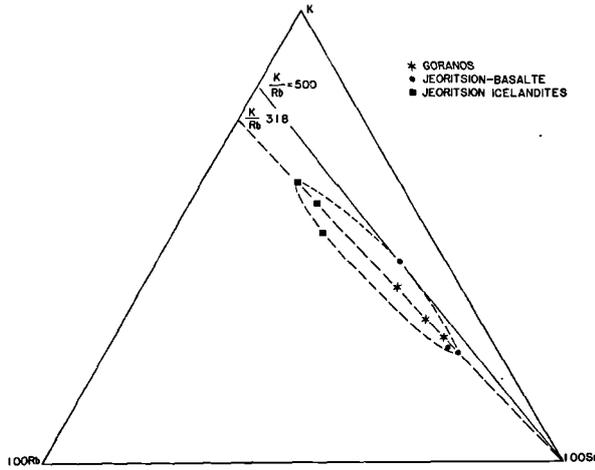


Fig. 11. — Répartition des métavolcanites de Goranos (89,80 et 91) et de Jeoritsion (pour lesquelles les teneurs en Rb sont connues) dans le diagramme K - 100 Rb - 100 Sr.

Fig. 11. — Distribution of the metavolcanites from Goranos (89,90 et 91) and Jeoritsion (for which Rb abundances are known) in a K - 100 Rb - 100 Sr diagram.

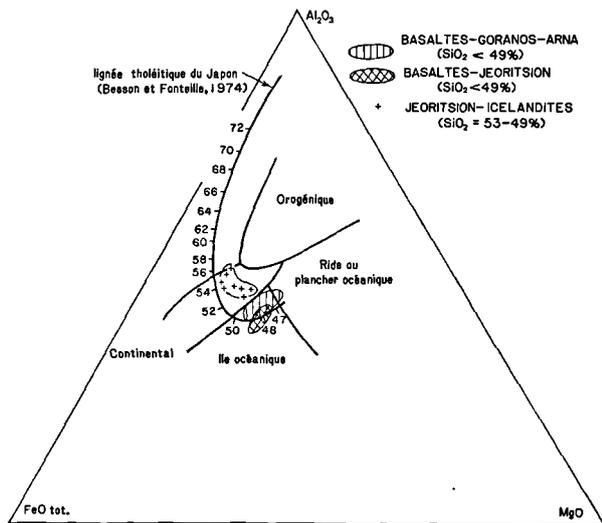


Fig. 12. — Répartition des métavolcanites de Goranos-Arna et Jeoritsion dans le diagramme FeO<sub>tot</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO de Pearce et al. (1977).

Fig. 12. — Distribution of the metavolcanites from Goranos-Arna and Jeoritsion in a FeO<sub>tot</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO diagram of Pearce et al. (1977).

La recherche du site géodynamique de mise en place des métatholéites de Goranos-Arna et Jeoritsion peut être tentée à l'aide d'un autre diagramme discriminant : le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>tot</sub> - MgO de Pearce et al. (1977). Mais l'utilisation de ce diagramme implique quelques précautions. D'après ces auteurs, ne doivent être reportés dans ce diagramme que les points représentatifs de roches nettement différenciées du type andésite basaltique ayant des teneurs initiales en SiO<sub>2</sub>

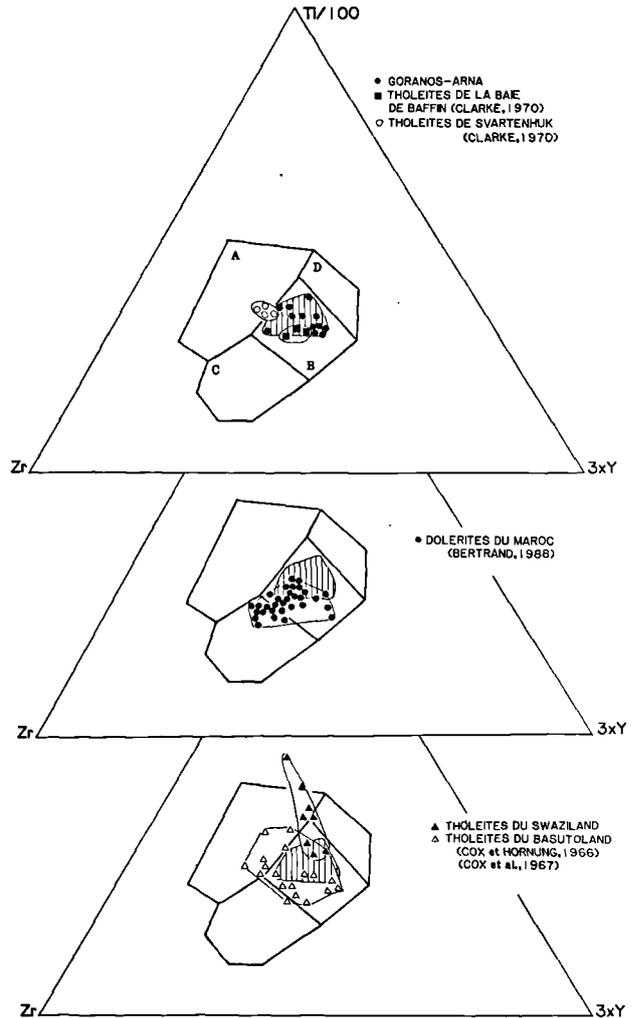


Fig. 13. — Répartition des métatholéites de Goranos-Arna dans le diagramme Ti/100 - Sr - Zr - 3xY de Pearce et Cann (1973), comparées à d'autres tholéites continentales. A : volcanisme intraplaque ; B : volcanisme de ride océanique et orogénique ; C et D : volcanisme orogénique.

Fig. 13. — Distribution of the metatholeiites from Goranos-Arna in a Ti/100 - Zr - 3xY diagram of Pearce and Cann (1973), correlated with another continental tholeiites. A : within plate volcanism ; B : MORB and orogenic volcanism ; C and D : orogenic volcanism.

variant de 51 à 56 %. On ne peut donc pas, comme l'ont fait Triboulet et Bassias (1986), utiliser dans ce diagramme les points correspondant aux métatholéites de Goranos-Arna ( $G_1$ ) ou de Jeoritsion ( $J_1$ ). De fait, dans ce diagramme, seuls peuvent être utilisés les points représentatifs des roches  $J_2$  (fig. 12) si l'on admet qu'il s'agit d'anciennes icelandites. Ces points se placent dans le champ des laves intrac Continentales.

Il n'en reste pas moins vrai que les metabasalts  $G_1$  de Goranos-Arna se caractérisent par des rapports  $Y/Nb$ ,  $Y/Zr$  et  $Y/Ti$  comparables à ceux observés pour les MORB-N et plus élevés que ceux observés pour les tholéites continentales prises comme référence (Holm, 1985). C'est cette richesse relative en Y qui explique que, dans le diagramme  $Ti/100 - Zr - Y \times 3$ , les points figuratifs des métatholéites de Goranos-Arna se placent dans le champ des basaltes de type MORB (fig. 13A), comme d'ailleurs la plupart des points représentatifs : a. des dolérites continentales mésozoïques du NW de l'Afrique (Bertrand, 1988, fig. 13B), b. des tholéites continentales du Karoo (Cox et Hormung, 1966 ; Cox *et al.*, 1967, fig. 13C), c. des tholéites continentales de la Baie de Baffin (Clarke, 1970, fig. 13A). Confronté à ce problème pour les dolérites du Nord de l'Afrique, Bertrand (1988) en déduit que

ce diagramme triangulaire, mais aussi les diagrammes  $Zr/Y=f(Zr)$  et  $Ti/Y=f(Nb/Y)$  ne permettent pas, en l'état actuel, "d'identifier correctement les tholéites continentales et de reconstituer leur environnement géodynamique". En effet dans beaucoup de cas, la géochimie des traces des roches magmatiques dépend davantage des processus pétrogénétiques (taux de fusion partielle, dynamique dans le temps de cette fusion partielle, minéralogie de la source pyrolitique, interactions manteau-magma et croûte-magma) que du site géodynamique de mise en place (Bertrand, 1988). Ainsi des rapports  $Y/Zr$  et  $Y/Ti$  élevés pour des tholéites continentales peuvent résulter : a. d'une fusion partielle continue à taux croissant d'une source initiale homogène (Bertrand, 1988), b. de l'absence de grenat dans la source pyrolitique (Sun *et al.*, 1979 ; Carpentier *et al.*, 1982).

## II. — GÉOCHIMIE DES TERRES RARES ET DIAGRAMMES MULTI-ÉLÉMENTS

Trois échantillons prélevés dans la zone de Goranos-Arna (89 à 91) ont fait l'objet d'une analyse de terres rares, les dosages ayant été effectués au C.R.P.G. de Nancy par émission de plasma I.G.P. La normalisation des teneurs observées en terres rares par rapport aux chondrites  $C_1$  a permis la construction des profils présentés sur la figure 14. Les trois spectres sont très semblables et dérivent l'un de l'autre par simple translation verticale. Ceci témoigne évidemment de leur affinité magmatique et de l'immobilité géochimique relative des terres rares durant les phénomènes métamorphiques.

Les trois spectres sont plats et ne présentent pas (sauf pour La) l'appauvrissement en terres rares légères caractéristique des MORB-N (fig. 14). On n'y observe pas non plus le net enrichissement en terres rares légères caractéristique des MORB-P et des basaltes intra-plaques d'îles océaniques.

De tels diagrammes plats peuvent s'observer pour des MORB-T (Sun *et al.*, 1979), plus rarement, il est vrai, pour des tholéites continentales comme par exemple pour les basaltes de la Baie de Baffin (fig. 14) (O' Nions et Clarke, 1972) ou les dolérites mésozoïques (H<sup>1</sup> Atlas marocain) du groupe 3 de Bertrand *et al.* (1982), ou pour des tholéites d'Arc (Rouer *et al.*, 1987).

L'utilisation des diagrammes "multi-éléments" selon, par exemple, Holm (1985), permet une bonne visualisation de la nature des roches étudiées par rapport au Manteau primordial qui sert de référence et de base de normalisation, les éléments étant classés de la droite vers la gauche en fonction de leur caractère hygromagmatophile croissant (Treuil et Joron, 1975 ; Wood *et al.*, 1979).

Les diagrammes ainsi construits (fig. 15) sont très semblables et dérivent l'un de l'autre par simple translation verticale. Ceci témoigne, comme pour les terres rares, de la grande affinité magmatique des roches considérées et de l'immobilité géochimique relative des éléments retenus ici.

Ces diagrammes apportent alors un certain nombre d'enseignements :

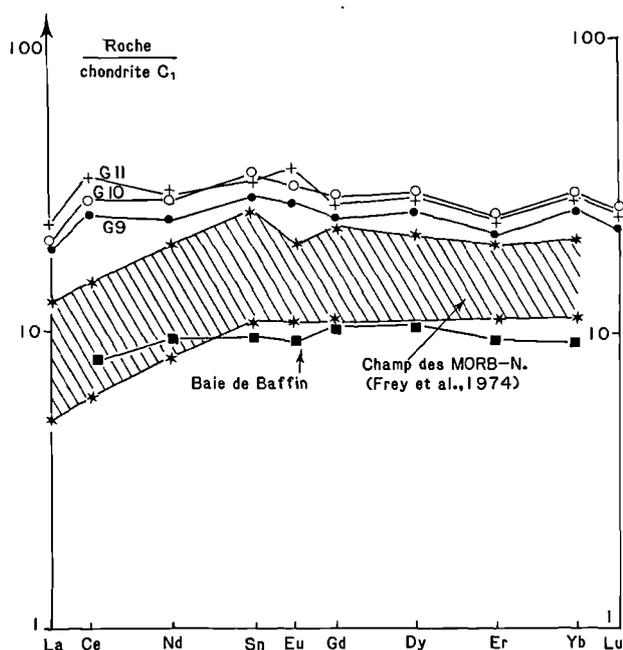


Fig. 14. — Spectres des terres rares, normalisés aux chondrites  $C_1$ , des metabasalts G9 à 11 de Goranos-Arna. Comparaison avec des spectres des MORB-N et des tholéites de la Baie de Baffin.

Fig. 14. — Rare earth patterns,  $C_1$  chondrites normalized (metabasalts G9 to 11 from Goranos-Arna), correlated with the rare earth patterns of N. MORB and Baffin Bay tholeiites.

- 1° les métatholéites de Goranos-Arna se distinguent nettement des tholéites d'îles océaniques (OIT) et des tholéites d'arc insulaire (LKT) (fig. 15 C) ;
- 2° l'absence d'anomalie négative en niobium se traduit par la faiblesse relative des rapports moyens La/Nb (1) et Zr/Nb (22,5) nettement inférieurs à ceux admis pour les tholéites d'arc (2, 3 et 29 respectivement) ou pour les tholéites de bassin arrière arc (1,75 et 32,5 respectivement) (Holm, 1985) (fig. 15 B et C) ;
- 3° de fait les spectres des métatholéites de Goranos présentent des caractères intermédiaires entre le spectre moyen des MORB-N et celui des tholéites continentales (fig. 15 A et 15 C).

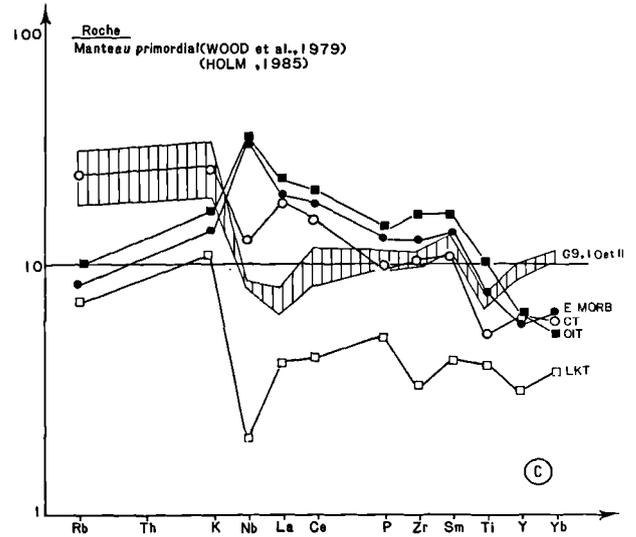
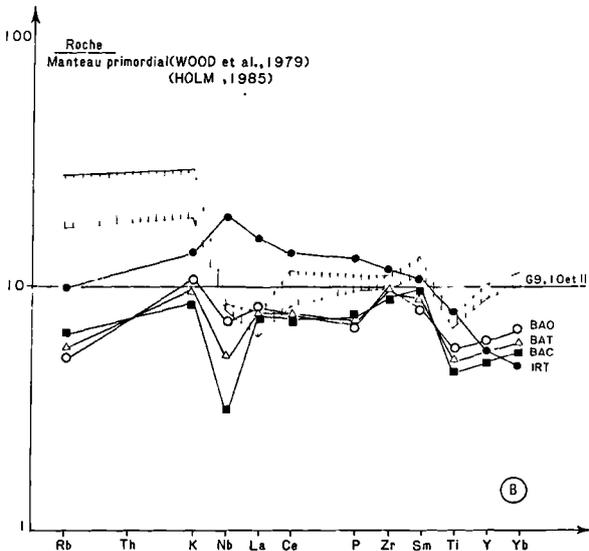
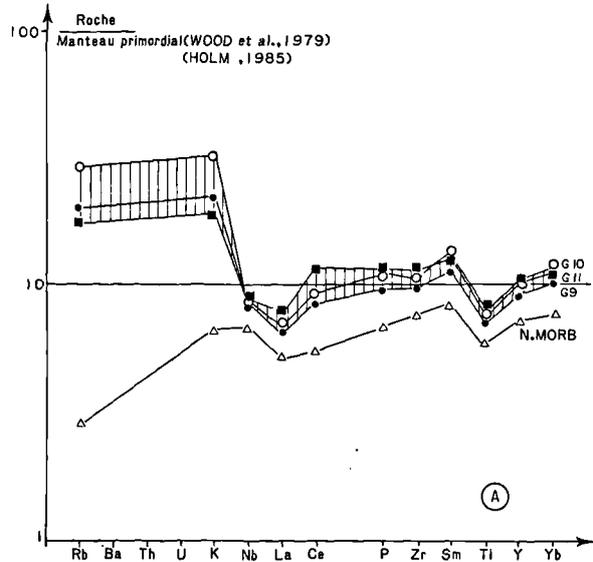


Fig. 15. — Spectres multi-éléments normalisés au manteau primordial des metabasalts G9 à 11. Comparaison avec les spectres moyens des : A. MORB-N ; B. basaltes de bassins arrière arc (BAO, BAT et BAC) et des tholéites de rifting initial (IRT) ; C. MORB-E, tholéites continentales (CT), des tholéites d'îles océaniques (OIT) et des tholéites d'arc (LKT).

Fig. 15. — H. element patterns, primordial mantle normalized (metabasalts G9 to 11 from Goranos-Arna), correlated with H. element patterns of : A. N-MORB ; B. back arc tholeiites (BAO, BAT and BAC) and initial rifting tholeiites (IRT) ; C. E-MORB continental tholeiites (CT), ocean island tholeiites (OIT) and low-K tholeiites from Benioff zones (LKT).

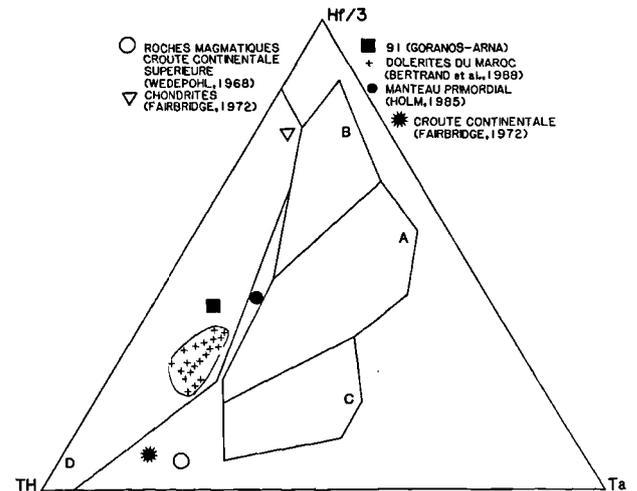


Fig. 16. — Position de la métatholéite 91 de Goranos-Arna dans le diagramme Hf/3 - Th - Ta de Wood et al. (1979), comparée aux dolérites du Maroc (Bertrand, 1988).

Fig. 16. — Position of the metatholeiites (91) from Goranos-Arna in a Hf/3 - Th - Ta diagram of Wood et al. (1979), correlated with the early mesozoic dolerites from Morocco (Bertrand, 1988).

Le segment P-Yb présente là une forme en Z analogue à celle du segment correspondant pour les MORB-N et les tholéites continentales. Mais on observe un enrichissement plus prononcé en yttrium et ytterbium.

Le segment P - La - Nb est, à un facteur d'enrichissement près, analogue au segment correspondant des MORB-N. Les rapports La/Nb ( $\sim 1$ ), correspondant aux rapports La/Ta calculés ( $\sim 15,5$ ), ont des valeurs qui se rapprochent de celles observées dans le volcanisme actuel ou récent ayant une source mantellique appauvrie en éléments fortement hygromagmatophiles (Joron *et al.*, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1982).

Le tronçon K-Rb marque un net enrichissement en ces éléments fortement hygromagmatophiles volatils avec un rapport K/Rb constant et faible ( $\sim 310$ ). L'enrichissement en éléments fortement hygromagmatophiles volatils ne peut pas être pris en compte simplement, étant donné la mobilité géo-

chimique de ces éléments lors du métamorphisme. Seule, semble significative, nous l'avons déjà souligné dans le paragraphe précédent, la faible valeur du rapport K/Rb comparable à celle observée dans les tholéites continentales.

Les teneurs en Th et U déterminées pour le seul échantillon 91 (le moins évolué des trois  $Mg/Mg + Fe^{2+} = 0,55$ ) sont nettement supérieures aux valeurs moyennes admises pour les MORB-N (teneur moyenne en Th = 0,31 ppm - écart type 0,28 - teneur moyenne en uranium : 0,14 ppm - écart type = 0,07 - Holm, 1985) et sont très proches de celles observées pour les dolérites mésozoïques du Maroc (Bertrand *et al.*, 1982) (fig. 16). Il ne nous est pas possible ici de préciser si cet enrichissement en ces éléments fortement hygromagmatophiles est dû soit aux caractéristiques du manteau supérieur sous-continentale (comme pour les dolérites mésozoïques du Maroc ; Bertrand *et al.*, 1982), soit à une contamination crustale.

## CONCLUSIONS

En dernière analyse je vais tout d'abord recenser les enseignements tirés de l'analyse précédente et qui paraissent les mieux fondés.

- 1° Les métavolcanites de Goronos-Arna et de Jeoritsion sont soit des métatholéites modérément évoluées, soit des méta-icelandites.
- 2° Ces métatholéites ne se sont certainement pas mises en place au niveau des sites géodynamiques suivants : arc volcanique, bassin arrière arc, ou île océanique.
- 3° Ces métatholéites, caractérisées par de faibles rapports  $Al_2O_3/TiO_2$ , dériveraient de la fusion partielle à faible taux ( $< 15\%$ ) d'une source pyrolitique dépourvue de grenat dans les conditions retenues habituellement ( $P_{H_2O}$  faible,  $P_{O_2}$  faible, Wood *et al.*, 1979). Le faible degré de fusion partielle retenu apparaît comme nettement inférieur à celui admis pour les MORB-N (25 à 30 %) (Sun *et al.*, 1979).
- 4° Les teneurs en terres rares, en Zr, Hf, Y, Nb, et les rapports correspondants présentent des analogies avec les paramètres équivalents des tholéites océaniques. Mais les teneurs en éléments les plus hygromagmatophiles (Wood *et al.*, 1979) sont plus élevées que pour des tholéites océaniques et la faiblesse du rapport K/Rb est typique des tholéites continentales.

De tout ceci nous retiendrons : 1. qu'il est impossible de maintenir le modèle proposé par Triboulet et Bassias (1986) ; 2. qu'il est réellement difficile de paralléliser simplement les métatholéites de la nappe inférieure des Phyllades avec des MORB-N (Skarpelis, 1982), et d'en faire des lambeaux de croûte océanique. Le modèle le plus simple, dans l'état actuel, consiste à interpréter ces métatholéites comme le résultat

d'un volcanisme continental présentant de fortes analogies pétrogénétiques avec le volcanisme continental doléritique mésozoïque du Maroc (Bertrand *et al.*, 1982) ou avec le volcanisme continental tholéitique de l'Ouest du Groenland (Nions et Clarke, 1972). Ce modèle est d'ailleurs le seul qui paraisse compatible avec l'ensemble des données paléogéographiques (Thiébaud, 1982 ; Thiébaud et Triboulet, 1984). Les convergences géochimiques avec les MORB-N seraient liées aux caractéristiques du manteau sous-continentale ou/et à des processus pétrogénétiques comparables à ceux invoqués par Bertrand *et al.* (1983) pour le volcanisme doléritique mésozoïque du Nord-Ouest de l'Afrique.

Dans les deux exemples cités pour comparaison, le volcanisme tholéitique correspondant est lié à d'importants phénomènes d'extension lithosphérique aboutissant soit à l'ouverture de l'Atlantique Central (volcanisme du NW de l'Afrique), soit à l'ouverture du petit bassin "océanique" de la Baie de Baffin (Gradstein et Srivastava, 1980).

Le volcanisme de Goronos-Arna serait donc symptomatique d'une importante phase de distension qui pourrait correspondre à l'intense fracturation du bâti post-hercynien eurafricain durant le permo-Trias (Argyriadis, 1975).

Dans cet ordre d'idées la présence de très faibles volumes de serpentinites associées à ces métatholéites ne me paraît pas un argument particulièrement dirimant (Triboulet et Bassias, 1986) vis-à-vis du modèle précédent. On connaît en effet au moins un exemple de volcanisme tholéitique intracontinental, lié à une intense fracturation distensive et associé à des masses de serpentinite, il s'agit du "volcanisme préorogénique fissural de plate-forme continentale" (Antoine *et al.*, 1973 ; Loubat et Delaloye, 1984 ; Loubat, 1984) du domaine pennique inférieur ou externe.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALTHERR R. et SEIDEL E. (1979). — Speculations of the geodynamic evolution of the Attic-cycladic complex during alpidic times. *VI Coll. Geol. Aegean Region*, Athènes, 1977, p. 347-352.
- 2) ANTOINE P., LOUBAT H. et VATIN-PERIGNON (1973). — Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie, Valais). *Géologie alpine*, p. 13-20.
- 3) BERTRAND H. (1988). — Les diagrammes discriminants permettent-ils de reconstituer le site géodynamique de mise en place de formations paléovolcaniques ? *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 306, p. 33-38.
- 4) BERTRAND H., DOSTAL J. et DUPUY C. (1982). — Geochemistry of Early Mesozoic Tholeiites from Morocco. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 58, p. 225-239.
- 5) BESSON M. et FONTEILLES M. (1974). — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcaline. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 97, p. 445.
- 6) BRAUER von R., ITTNER R. et KOWALCZYK G. (1980). — Ergebnisse aus der "Phyllit-Serie" S.E. Lakoniens (Peloponnes, Griechenland). *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 129-144.
- 7) CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. et TREUIL M. (1982). — Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, n° 1-2, p. 47-61.
- 8) CARPENTIER M.S.M., PEUCAT J.J. et PIVETTE B. (1982). — Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution. *Bull. B.R.G.M.*, (2), n° 1-2, p. 63-79.
- 9) CLARKE D.B. (1970). — Tertiary basalts of Baffin Bay : possible primary magma from the mantle. *Contrib. Mineral and Petrol.*, 25, p. 203-224.
- 10) COX K.G. et HORNUNG G. (1966). — The petrology of the Karoo basalts of Basutoland. *Am. Min.*, 51, p. 1414-1432.
- 11) COX K.G., MACDONALD R. et HORNUNG G. (1967). — Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of southern Africa. *Am. Min.*, 52, p. 1451-1474.
- 12) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays Hell.*, t. XV, p.
- 13) DOERT U., KOWALCZYK G., KAUFFMANN G. et KRAHL J. (1985). — Zur stratigraphischen Einstufung der "Phyllit-Serie" von Krokee und der Halbinsel Xyli (Lakonien, Peloponnes). *Erlanger geol. Abh., Erlangen*, 112, p. 1-10.
- 14) ENGEL A.E. et HAVENS R.G. (1965). — Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. *Bull. geol. Soc. Am.*, 76, p. 719-734.
- 15) 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*, Public. n° 4.
- 16) FYTROLAKIS N. (1971). — Die bis heute unbekanten paleozoischen südöstlich von Kalamai. *Bull. Soc. geol. Greece*, 8, p. 70-81.
- 17) GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.F. et al. (1978). — Les roches volcaniques : pétrologie et cadre structural, Doin, Paris.
- 18) GRADSTEIN F.M. et SRIVASTAVA S.P. (1980). — Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 30, p. 261-295.
- 19) HOLM P.E. (1985). — The geochemical finger print of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile elements abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geol.*, 51, p. 303-323.
- 20) JACOBSHAGEN V. (1979). — Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *VI Coll. geol. Aegean Region*, Athènes (1977). III, p. 1335-1367.
- 21) JACOBSHAGEN V., MAKRIS J., RICHTER D., BACHMANN G.H., DOERT U., GIESE P. et RISCH H. (1976). — Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. *Z. dt. geol. Ges.*, 127, p. 337-363.
- 22) KOPP F.J. et OTT (1977). — Spezial kartierungen im umkreis neuer Fossilfunde in Trypali und Tripolitza kalkan Westkretas. *N. Jb. Geol. Paläont. Mb.*, p. 217-238.
- 23) LALLEMANT S., LYBERIS N., THIÉBAULT F. et ZANNETTI L. (1985). — Précisions stratigraphiques, structurales et métamorphiques sur les nappes des Phyllades et de Gavrovo-Tripolitza dans la région de Krokee (Péloponnèse méridional, Grèce). Conséquences sur l'interprétation du volcanisme "andésitique" triasique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 300, p. 625-630.
- 24) LEKKAS S. (1980). — Les Phyllades du Péloponnèse : un métatylisch ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 291, p. 21-24.
- 25) LEKKAS S. et PAPANIKOLAOU D. (1978). — On the Phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. geol. Pays Hell.*, 29, p. 395-410.
- 26) LE ROEX A.P., DICK H.J.B., ERLANK A.J., REID A.M., FREY F.A. et HART S.R. (1983). — Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian ridge between the Bonoet triple junction and 11 degrees East. *J. of Petrology*, 24, 3, p. 267-318.
- 27) LOUBAT H. (1984). — Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. *Géol. alpine*, 60, p. 27-36.
- 28) LOUBAT H. et DELALOYE M. (1984). — La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire, avec mobilisats et adinoles. *Géol. alpine*, 60, p. 45-76.
- 29) LYS M. et THIÉBAULT F. (1971). — Données nouvelles sur l'âge des schistes en Péloponnèse méridional. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272, p. 196-197.
- 30) NEMATOV A. (1969). — Détermination des roches ortho et para de la série métamorphique par un diagramme triangulaire. *Uzbek, Geol. Zh.*, 13, p. 68. Trad. B.R.G.M. n° 5287.

- 31) O'NIONS R.K. et CLARKE D.B. (1972). — Comparative trace element geochemistry of tertiary basalts from Baffin Bay. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 15, p. 436-446.
- 32) PARASKEVOPOULOS G.M. (1964). — Die alpine Dislokation Metamorphose in Zentrspeloponnischkretischen metamorphen System. *Neues J. Miner. Abh.*, 101, p. 195.
- 33) PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973). — Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 19, p. 290-300.
- 34) PEARCE T.H., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C. (1977). — The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 36, p. 121-132.
- 35) PEARCE J.A. et NORRIS M.J. (1979). — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, p. 33-47.
- 36) PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W. et SEARLE M.P. (1981). — The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Phil-Trans. R. Soc.*, A 300, p. 299-317.
- 37) ROUER O., LAPIERRE H. et MASCLE G. (1987). — L'Arc insulaire évolué paléozoïque du Nord de la Sierra Nevada (N Californie) : un maillon dans l'évolution géodynamique du domaine cordillerain nord-américain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, II, p. 1457-1460.
- 38) SHERVAIS J.W. (1982). — Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 59, p. 101-118.
- 39) SKARPELIS N. (1982). — Métallogénèse de gîtes compacts de sulfures et pétrologie de la zone tectonométamorphique des Hellénides (SE du Péloponnèse). Thèse de Doctorat, Université d'Athènes (en grec), inédit.
- 40) SUN S.S., NESBITT R.W. et SHARASKIN A.Y. (1979). — Geochemical characteristics of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 44, p. 115-138.
- 41) THEYE T. (1988). — Anfsteigende Hochdruckmetamorphose in sedimenten der Phyllit-Quartzit. Einheit Kretas und des Peloponnes. Dissertation, Mineralogisches Institut der TU Braunschweig, inédit.
- 42) THIÉBAULT F. (1981). — Les Phyllades du Péloponnèse méridional (Grèce) : une imbrication de nappes formées de matériel triasico-paléozoïque (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et oligocène (métaflysch ionien). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 619-622.
- 43) THIÉBAULT F. (1982). — Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Sc. géol. Nord*, Publication n° 6.
- 44) THIÉBAULT F. et KOZUR H. (1979). — Précisions sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur - Carnien) et de la base de la série de Gavrovo-Tripolitza (Carnien), Péloponnèse méridional, Grèce. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, p. 23-26.
- 45) THIÉBAULT F. et TRIBOULET C. (1984). — Alpine metamorphism and deformation in Phyllites nappes (External Hellenides, Southern Peloponnesus, Greece) : geodynamic implications. *J. Geol.*, 92, p. 185-199.
- 46) TREUIL M. et JORON J.C. (1975). — Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol. Milan.*, XXXI, p. 125-174.
- 47) TRIBOULET C. et BASSIAS Y. (1986). — Origine magmatique et géodynamique des métavolcanites associées aux Phyllades (Péloponnèse orientale, Grèce). *Ann. Soc. géol. Nord*, CV, p. 1-11.
- 48) VAIL J.R., HORNUNG G. et COX K.G. (1969). — Karoo basalts of the Tuli syncline, Rhodesia. *Bull. volcanol.*, 33, p. 398-418.
- 49) WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1977). — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, p. 325-343.
- 50) WOOD D.A., JORON J.L. et TREUIL M. (1979). — A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 45, p. 326-336.
- 51) WUNDERLICH H.G. (1971). — Dinariden, Heleniden, Minoïden - Ammerkungen zur vergleichenden geodynamik des Mittelerranen Raumes. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 566-579.
- 52) WUNDERLICH H.G. (1973). — Gravity anomalies, shifting foredeeps, and the role of gravity in nappe transport as shown by the Minoïdes (Eastern Mediterranean). In gravity and tectonics. De Jong et Scholten ed. Wiley and Sons, New York, p. 271-285.



## Nouvelles données biostratigraphiques sur la Formation de Kentville dans le secteur de Fales River, en Nouvelle Ecosse (Graptolites, Conodontes et Chitinozoaires du Silurien supérieur de la zone de Meguma, Appalaches Septentrionales, Canada)

### New biostratigraphical data of the Kentville Formation in Fales River Area, in Nova Scotia (Upper Silurian Graptolites, Conodonts and Chitinozoans of the Meguma Zone, Northern Appalachian Range, Canada)

par Jean-Marie DEGARDIN (\*), Jacques BLAISE (\*\*), Emmanuel BOUYX (\*\*\*) et Florentin PARIS (\*\*\*\*)

(Planche II)

*Résumé.* — Dans le ravin de Fales River, en Nouvelle Ecosse, la partie inférieure de la Formation de Kentville est constituée d'assises silteuses à Graptolites surmontées de calcaires cristallins qui ont livré de nombreux Conodontes et quelques Chitinozoaires. Les faunes recueillies dans les différents niveaux permettent d'identifier l'Homérien (Wenlock supérieur), le Gorstien et le Ludfordien inférieur (Ludlow inférieur et moyen).

*Abstract.* — In Fales River ravine, the lower part of the Kentville Formation comprises layers with Graptolites and crystalline limestones which contain numerous Conodonts and some Chitinozoans. These faunas lead to characterize Homeric (Upper Wenlock), Gorstian and Lower Ludfordian (Lower and middle Ludlow) in the succession.

#### I. — INTRODUCTION ET CADRE GÉOLOGIQUE

Le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma, structuré et granitisé lors de l'orogénèse acadienne, correspond à une série à dominante détritique qui présente certaines affinités (revues in Schenk, 1971 ; Bouyx *et al.*, 1985) avec le Paléozoïque anté-carbonifère ouest-africain et ouest-européen. Comme la zone d'Avalon, dont le sépare l'accident de Cobequid-Chedabucto, celle de Meguma appartient en effet à la bordure orientale des Appalaches (fig. 1), c'est-à-dire à des secteurs originellement disposés à l'Est des domaines océaniques proto-atlantiques (Iapetus) dont les séries

ophiolitiques de la zone de Dunnage représentent les traces, après leur fermeture durant le Paléozoïque inférieur et moyen (Wilson, 1966 ; Schenk, 1971 ; Keppie, 1977 ; Williams, 1978 ; Mc Kerrow, 1982, etc.).

En zone de Meguma, les terrains anté-carbonifères sont généralement d'attribution difficile en raison de l'importance du couvert végétal, de l'abondance des formations récentes d'origine glaciaire, de la monotonie des successions lithologiques et, bien souvent, de l'intensité du métamorphisme acadien. La grande majorité des affleurements correspond au "groupe de Meguma" (niv. 2 de la colonne lithologique de la fig. 2), puissante formation détritique flyschoidé dont le

(\*) Laboratoire de Géologie Stratigraphique, U.F.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, et U.R.A. n° 1365 du C.N.R.S.

(\*\*) Département des Sciences de la Terre, Université de Nantes, Chemin de la Houssinière, 44072 Nantes Cedex, et U.R.A. n° 1364 du C.N.R.S.

(\*\*\*) Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux III, Bâtiment de Géologie, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, et U.R.A. n° 1364 du C.N.R.S.

(\*\*\*\*) Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie, Université de Rennes, avenue du Général Leclerc, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, et U.R.A. n° 1364 du C.N.R.S.

Note présentée le 8 novembre 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

sommet a livré des Acritarches et des Graptolites du Tréma-  
doc et qui est donc rapportée au Cambrien-Ordovicien infé-  
rieur. Les termes supérieurs de la série n'apparaissent qu'à  
la faveur de structures synclinales localisées (cf. cartes de  
Crosby, 1962 ; Taylor, 1965, 1967 ; Smitheringale, 1973 ;  
Keppie, 1979) selon une bande étroite orientée ENE-WSW  
depuis la région de Wolfville, à l'Ouest du bassin de Minas,  
jusqu'à celle de Yarmouth et de Cape St Mary, à l'extrémité  
occidentale de la baie de Fundy (fig. 2).

Il s'agit (colonne stratigraphique de la fig. 2) de la For-  
mation de White Rock, rapportée à l'Ordovicien supérieur  
(?)-Silurien et faite de quartzites et autres roches détritiques  
ainsi que de puissants niveaux volcaniques ; des Formations  
de Kentville et de New Canaan, qui sont considérées comme  
des équivalents latéraux de la partie supérieure de la For-  
mation de White Rock ; de la Formation de Torbrook qui affleure  
au cœur de structures synclinales au Sud de Bear River et  
dans la région de Torbrook, et dont les assises détritiques et  
carbonatées ont livré de riches faunes d'un Dévonien infé-  
rieur d'affinités rhénanes (Boucot, 1960).

L'attribution au Silurien de certaines assises de cette suc-  
cession résulte de l'observation (Crosby, 1962 ; Taylor, 1965,  
1967 ; Smitheringale, 1973) de Graptolites du Ludlow en pro-  
venance des horizons à dominante pélitique de la Formation  
de Kentville et du sommet de la Formation de White Rock  
(*Monograptus nilssoni* et *M. colonus*), de débris peu signifi-

catifs d'Invertébrés (Lamellibranches, Brachiopodes et  
Crinoïdes) en provenance de certaines des rares assises  
carbonatées présentes à ce niveau de la série, et de quelques  
écaïlles de l'Agnathe *Thelodus parvidens* du Silurien terminal

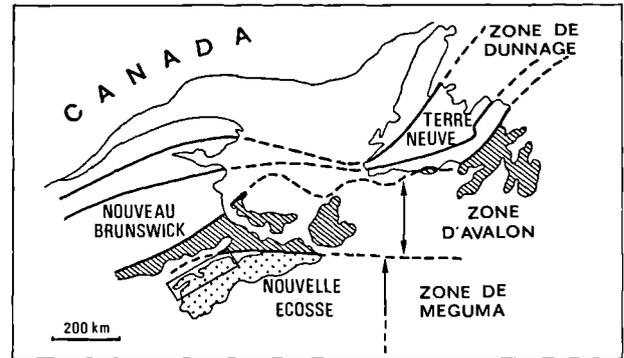


Fig. 1. — Schéma montrant la localisation des zones  
d'Avalon et de Meguma sur la bordure Est  
des Appalaches septentrionales.

Fig. 1. — Sketch showing the location of Avalon and Meguma  
Zones Eastern edge of northern appalachian fold belt.

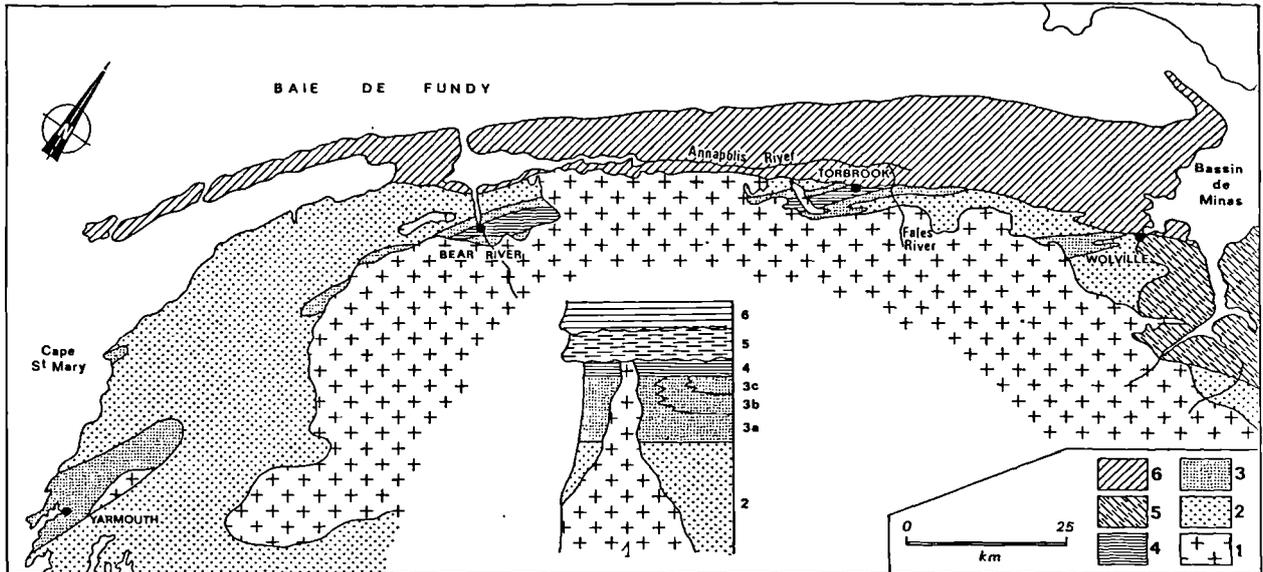


Fig. 2. — Esquisse géologique de la bordure sud de la baie de Fundy entre Yarmouth et le bassin de Minas (d'après Keppie, 1979).

1. Granites acadiens ; 2. Cambrien-Ordovicien inférieur ; 3. Ordovicien supérieur (?) - Silurien ; 3a. Formation de White Rock ;
- 3b. Formation de Kentville ; 3c. Formation de New Canaan ; 4. Dévonien inférieur (Formation de Torbrook) ;
5. Carbonifère du bassin de Minas ; 6. Trias-Jurassique du bassin de Fundy

Fig. 2. — Geological map of the southern Fundy Bay between Yarmouth and Minas basin (after Keppie, 1979).

1. Acadian Granites ; 2. Cambrian-lower Ordovician ; 3. Upper Ordovician (?) - Silurian ; 3a. White Rock Formation ;
- 3b. Kentville Formation ; 3c. New Canaan Formation ; 4. Lower Devonian (Torbrook Formation) ;
5. Carboniferous of Minas Basins ; 6. Triassic-Jurassic of Fundy basin.

identifiées à Bear River dans un grès calcaireux à Encrines du sommet de la Formation de White Rock (Bouyx & Goujet, 1985). De nouvelles recherches de faunes effectuées (J.B. et E.B.) dans la perspective d'une étude comparative entre le Paléozoïque anté-carbonifère de la zone de Meguma et celui de l'Ouest européen permettent d'apporter quelques précisions sur le Silurien supérieur de la région.

## II. — LA FORMATION DE KENTVILLE DANS LE RAVIN DE FALES RIVER

Avec les granites acadiens, les terrains anté-carbonifères, recouverts en discordance par le Trias du bassin de Fundy, constituent le substratum du versant de la vallée d'Annapolis. L'une des rares coupes disponibles dans la région, où les conditions d'affleurement rendent leur examen particulièrement difficile, est dégagée par le torrent de Fales River dont le ravin permet l'observation, au flanc sud du synclinal de Torbrook, d'une succession lithologique de fort pendage nord qui a déjà fait l'objet de descriptions détaillées (Smitheringale, 1973 ; Lane, 1976) et correspond à la Formation de White Rock depuis son contact avec le "groupe de Meguma" jusqu'à une puissante barre sommitale ("Upper Major Quartzite" de Lane, 1976).

A ces arénites massives se superposent les assises essentiellement silteuses de la Formation de Kentville dans lesquelles ont été signalés (Smitheringale, 1973) de rares horizons carbonatés et quelques Graptolites du Ludlow. La base en est masquée par des éboulis et le couvert végétal, les premiers affleurements significatifs, accompagnés d'un sill de dolérites, n'apparaissent qu'une vingtaine de mètres plus loin. Ils se développent ensuite vers le Nord avec une lithologie très uniforme, sur une soixantaine de mètres environ. Il s'agit d'une séquence continue de siltites ou silt-argilites noirâtres, à débit de stratification régulier millimétrique. Le sédiment est fin et contient des clastes mesurant 10 à 20  $\mu\text{m}$  : clastes de quartz et de plus rares feldspaths, à contours sub-anguleux, et nombreuses muscovites et chlorites. Ces niveaux silteux ont une direction de N 70°E et un pendage élevé de 70 à 90°N. Une schistosité de fracture les affecte, dirigée N 50-60° et subverticale. Elle est plus ou moins bien marquée à la base de la séquence et le devient beaucoup plus nettement vers le milieu de celle-ci, au travers d'un couloir de cisaillement large d'une dizaine de mètres, où la schistosité tourne vers une direction N 30°E et est elle-même affectée par des kincks d'axe sub-vertical ; plus haut et jusqu'au sommet de la séquence, la schistosité est peu marquée dans les siltites dont le débit principal est celui de la stratification.

Deux assises carbonatées, puissantes de 80 cm à 1 m environ et faites de bancs décimétriques à centimétriques de calcaires cristallins, sont incluses dans la partie supérieure de cette longue séquence de siltites noirâtres (fig. 3). La première, visible dans la partie haute de la coupe, disparaît sous les éboulis ; on peut néanmoins en suivre les affleurements discontinus pendant quelques dizaines de mètres sur le ver-

sant du ravin. La seconde n'apparaît qu'au bord du torrent, 3 à 4 m plus loin, avant une zone confuse en grande partie masquée par des éboulis et comportant deux filons de dolérite massive intrusifs dans les dernières assises silteuses de la coupe. Compte tenu de cette disposition, il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'un même banc calcaire décroché par de petites failles N 110°E. Toutefois, le fait que les échantillons de la seconde se soient révélés, à l'attaque à l'acide, infiniment plus riches en Conodontes que ceux de la première, rend cette hypothèse peu vraisemblable.

Six horizons à Graptolites ont été repérés dans la partie supérieure des siltites noirâtres (fig. 3). Le premier (niveau F 1) est localisé à une dizaine de mètres sous le premier niveau carbonaté, soit à environ 60 à 70 m au-dessus de l' "Upper Major Quartzite" qui constitue le soubassement de la Formation de Kentville. Il a livré des faunes qui permettent l'identification de l'Homérien (Wenlock supérieur). Les trois suivants (niveaux F 2 à F 4) ont tous livré des espèces du Gors-tien (Ludlow inférieur) tandis que les niveaux 5 et 6 renfermaient des espèces du Ludfordien inférieur (Ludlow moyen).

Les calcaires cristallins sont eux aussi fossilifères. De nombreux restes d'organismes y sont observés, en particulier des fragments de Céphalopodes et de Lamellibranches, des Ostracodes et des Encrines, malheureusement indéterminables en raison d'une forte recristallisation. Cependant, de nombreux Conodontes et quelques Chitinozoaires ont pu être extraits de l'une des deux lentilles carbonatées et nous ont permis d'attribuer un âge ludfordien inférieur (partie moyenne de la série du Ludlow).

Vers le nord, au-delà des filons de dolérite par lesquels se termine cette coupe, le torrent draine une zone déprimée où les affleurements plus clairsemés n'ont présenté aucun autre niveau fossilifère.

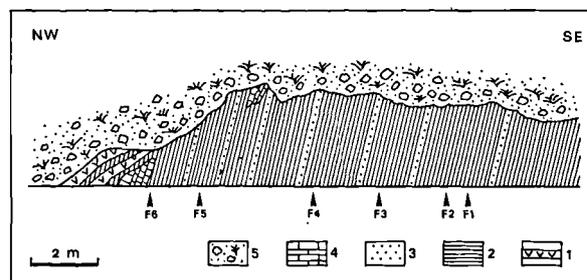


Fig.3. — Localisation des niveaux à Graptolites de la Formation de Kentville dans le ravin de Fales River. 1. Filons de dolérite ; 2. Siltites noires ; 3. Passées gréseuses ; 4. Lentille carbonatée ; 5. Eboulis.

Fig. 3. — Location of Graptolites bearing of the Kentville-Formation in the Fales River ravin. 1. Dolerite dykes ; 2. Dark siltstones ; 3. Sandy lenses ; 4. Calcareous lenses ; 5. Scree deposits.

### III. — BIOSTRATIGRAPHIE

Les faunes significatives recueillies dans cette succession sont donc représentées par des Graptolites, des Conodontes et quelques Chitinozoaires. Seuls les Graptolites et les Conodontes ont permis de dater précisément la série.

#### 1) Les Graptolites

Les Graptolites observés se présentent sous l'aspect d'empreintes brillantes de teinte noire à la surface des feuillet schisteux. Ils ont été récoltés dans six niveaux différents le long du torrent dans le ravin de Fales River (fig. 3) :

- le niveau F1 a livré *Monoclimacis vomerina* (Nicholson) et *Pristiograptus dubius* (Suess) ;
- le niveau F2 : *Pristiograptus dubius* (Suess) et *Saetograptus varians* (Wood) ;
- le niveau F3 : *Saetograptus varians* (Wood), *S. (Colono-graptus) colonus* (Barrande) et *Pristiograptus vulgaris* (Wood) ;
- le niveau F4 : *Pristiograptus vulgaris* (Wood) et *P. dubius* (Suess) ;
- les niveaux F5 et F6 ont livré *Pristiograptus frequens* Jaeckel et *P. tumescens* (Wood).

Parmi les différentes espèces observées, seule *Pristiograptus frequens* Jaeckel est citée pour la première fois en Amérique du Nord, les autres étant connues depuis les travaux de Ruedemann (1947).

A partir du tableau de répartition biostratigraphique (tab. I) établi pour l'Europe (Elles & Wood, 1901-1918 ; G. Waterlot, 1945 ; Pribyl, 1948), plusieurs associations d'espèces sont distinguées et permettent ainsi des datations précises des différents horizons fossilifères.

Un premier ensemble composé de *Pristiograptus frequens* Jaeckel et *P. tumescens* (Wood) permet de reconnaître la zone 35 à *P. tumescens* du Ludfordien (Ludlow moyen). Cet assemblage est recueilli dans les niveaux F5 et F6 de la coupe de Fales River.

Un deuxième ensemble renfermant *Pristiograptus vulgaris* (Wood), *Saetograptus varians* (Wood) et *S. (Colono-graptus) colonus* (Barrande) permet d'identifier la zone 33 à *Neodiversograptus nilssoni* du Gorstien (Ludlow inférieur). Cet assemblage est en partie récolté dans les niveaux F2, F3 et F4 (fig. 3).

Enfin, un dernier ensemble composé d'espèces à répartition plus large, avec *Monoclimacis vomerina* (Nicholson) et *Pristiograptus dubius* (Suess) permet cependant de localiser le niveau F1 dans la série du Wenlock. Il s'agirait d'un niveau appartenant à une zone comprise entre les zones 27 à 31 du Sheinwoodien et de l'Homérien. Il semble plus vraisemblable, en raison de la faible épaisseur de sédiment entre F1 et F2, que ce niveau fossilifère appartienne à la zone 31 de l'Homérien.

#### 2) Les Conodontes

Les Conodontes ont été extraits d'échantillons provenant de deux lentilles carbonatées par attaque à l'acide acétique dilué (Dégardin, 1975). Les formes observées sont relativement bien préservées et de teinte noire.

Les différentes formes reconnues appartiennent à 18 espèces réparties en 11 genres. Ce sont *Hindeodella equidentata* Rhodes, *Kockelella variabilis* Walliser, *Ligonodina silurica* Branson & Mehl, *Lonchodina greilingi* Walliser, *Lonchodina walliseri* Ziegler, *Neoprioniodus excavatus* (Branson & Mehl), *Neoprioniodus latidentatus* Walliser, *Neoprioniodus multiformis* Walliser, *Ozarkodina fundamentata* (Walliser), *Ozarkodina media* Walliser, *Ozarkodina ortus* Walliser, *Ozarkodina zieglerei tenuiramea* Walliser, *Plectospathodus extensus* Rhodes, *Roundya trichonodelloides* Walliser, *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes), *Synprioniodina silurica* Walliser, *Trichonodella excavata* (Branson & Mehl) et *Trichonodella inconstans* Walliser.

L'assemblage récolté est très varié mais ne présente qu'un nombre réduit d'espèces appartenant au genre *Spathognathodus*. Cet assemblage est caractéristique des biozones à *Anco-radella ploeckensis* et *Polygnathoides siluricus* (Gorstien supérieur - Ludfordien inférieur) (tab. II), connu en Europe (Walliser, 1964 ; Dégardin, 1988).

En raison de la position stratigraphique des lentilles carbonatées et des Graptolites récoltés dans les schistes sous-jacents rapportés à la zone 35 du Ludfordien inférieur, les Conodontes extraits des calcaires indiqueraient exclusivement la zone à *Polygnathoides siluricus* (Ludfordien inférieur).

#### 3) Les Chitinozoaires

Cinq échantillons de calcaires noirs à grain très fin (NE. 1 à NE.5) ont été soumis à un traitement palynologique afin d'y rechercher des micro-fossiles organiques. Malgré la quantité relativement importante de roche dissoute (en moyenne 40 g par échantillon), le matériel recueilli par extraction reste peu abondant. Tous les prélèvements ont livré quelques Chitinozoaires, le plus souvent à l'état de fragments. L'échantillon le plus fertile (NE.2) n'a cependant fourni que 10 spécimens plus ou moins complets, soit une abondance de l'ordre de 0,3 individu par gramme de roche. Cette valeur apparaît extrêmement faible par rapport aux résultats généralement obtenus avec des roches de ce type. Les résidus palynologiques ne contiennent apparemment ni spores, ni Acritarches ; un échantillon (NE.3) livre en revanche de nombreux fragments de Graptolites.

La conservation des Chitinozoaires des carbonates de la Formation de Kentville est mauvaise. Ceci semble lié à une altération thermique importante, entraînant une forte maturation de la matière organique et, par voie de conséquence, une fragilité et une opacité de la paroi des Chitinozoaires. Les loges sont d'autre part le plus souvent remplies de pyrite framboïdale, d'où l'aspect boursoufflé des parois (Pl. II, fig. 1 et 2). L'ornementation, de surcroît, est détériorée et seules les cicatrices visibles sur la marge aborale (Pl. II, fig. 3a et 3b) témoignent de l'existence de processus.

GRAPTOLITES FALES RIVER	S I L U R I E N																
	LLANDOVERY				WENLOCK								LUDLOW				PRIDOLI
	TELYCHIEN				SHEINWOODIEN				HOMERIEN				GORSTIEN		LUDFORDIEN		
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36		
<i>Monoclimacis vomerina</i>																	
<i>Pristiograptus dubius</i>																	
<i>Pristiograptus vulgaris</i>																	
<i>Saetograptus varians</i>																	
<i>Saetograptus (Colonog.) colonus</i>																	
<i>Pristiograptus frequens</i>																	
<i>Pristiograptus tumescens</i>																	

Tabl. I. — Répartition biostratigraphique des Graptolites de Fales River.

Tabl. I. — Stratigraphical distribution of graptolites in Fales River ravine.

CONODONTES FALES RIVER (Nouvelle Ecosse)	S I L U R I E N																
	LLANDOVERY				WENLOCK								LUDLOW				PRIDOLI
	TELYCHIEN				SCHEINWOODIEN				HOMERIEN				GORSTIEN		LUDFORDIEN		
	celloni	guelphoideus	amorpho-		parula					anglica				procedentaria	atlantica	calyptra	homerensis
<i>Hindeodella equidentata</i>																	
<i>Kockelella variabilis</i>																	
<i>Ligonodina silurica</i>																	
<i>Lonchodina greilingi</i>																	
<i>Lonchodina walliseri</i>																	
<i>Neoprioniodus excavatus</i>																	
<i>Neoprioniodus latidentatus</i>																	
<i>Neoprioniodus multiformis</i>																	
<i>Ozarkodina fundamentata</i>																	
<i>Ozarkodina media</i>																	
<i>Ozarkodina ortus</i>																	
<i>Ozarkodina zieglerei tenuiramea</i>																	
<i>Plectospathodus extensus</i>																	
<i>Roundya trichonodelloides</i>																	
<i>Spathognathodus inclinatus</i>																	
<i>Synprioniodina silurica</i>																	
<i>Trichonodella excavata</i>																	
<i>Trichonodella inconstans</i>																	

Tabl. II. — Répartition biostratigraphique des Conodontes de Fales River.

Tabl. II. — Stratigraphical distribution of conodonts in Fales River ravine.

Les Chitinozoaires isolés appartiennent tous à la sous-famille des *Ancyrochitinae* Paris 1981, caractérisée par une panse conoïde et une couronne d'appendices implantée sur la marge aborale.

Bien qu'incomplet (tube oral brisé), l'un des spécimens illustré (Pl. II, fig. 3a et b) montre clairement l'agencement de ces appendices réduits à de simples cicatrices ovales, de grande taille. Ces processus, au nombre de 7 ou 8, résultent d'une évagination de la membrane externe et ne communiquent pas avec l'intérieur de la loge (Pl. II, fig. 3b). Les exemples de processus à large extrémité proximale et à implantation très rapprochée (Pl. II, fig. 3A et b) sont relativement rares chez les *Ancyrochitinae*. Nos exemplaires les mieux conservés rappellent les spécimens de *Ancyrochitina cf. primitiva* observés par Laufeld (1974, fig. 13) dans le Silurien de Gotland. L'état de conservation de notre matériel est toutefois insuffisant pour pouvoir proposer une détermination au niveau spécifique et, *a fortiori*, une datation précise des calcaires de la coupe de Fales River.

La présence de Chitinozoaires dans la Formation de Kentville méritait cependant d'être signalée. Elle ouvre en effet de nouvelles perspectives pour la recherche de micro-

fossiles organiques dans ces terrains généralement peu fossilifères. Des formes moins fragiles (spores, Chitinozoaires non ornementés) sont susceptibles d'être mieux conservées dans d'autres niveaux, offrant ainsi des possibilités complémentaires de datation.

#### IV. — CONCLUSIONS

Les faunes signalées ci-dessus confirment l'appartenance au Silurien de la Formation de Kentville, précédemment établie (Taylor, 1965, 1969 ; Smitheringale, 1973) sur la base de quelques Graptolites du Ludlow. Elles permettent en outre de proposer une biostratigraphie relativement précise des premières assises visibles de cette formation dans le secteur de Fales River. La faune de Graptolites y révèle en effet la présence de l'Homérien (Wenlock supérieur), du Gorstien et du Ludfordien inférieur (Ludlow inférieur et moyen), tandis que des Conodontes, associés à quelques Chitinozoaires à cachet silurien, indiquent un âge ludfordien inférieur pour les lentilles de calcaire recristallisé incluses dans la série.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) BOUCOT A.J. (1960). — Implication of Rhenish Lower Devonian brachiopods from Nova Scotia. *21<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern.*, pt. 12, p. 129-137.
- 2) BOUYX E., BOUCARUT M., CLIN M. & 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.
- 3) BOUYX E. & GOUJET D. (1985). — Découverte de Vertébrés dans le Silurien supérieur de la zone de Meguma (Nouvelle Ecosse, Canada) : implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, t. 301, série II, p. 711-714.
- 4) CROSBY D.G. (1962). — Wilfville Map-Area, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 325, 67 p.
- 5) DEGARDIN J.M. (1975). — Method of extraction of Silurian Conodonts from slightly metamorphosed limestones from the Esera Valley (Central Pyrenees-Spain). *Geologica et Paleontologica*, Marburg, vol. 9, p. 61-63.
- 6) DEGARDIN J.M. (1988). — Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie et Paléogéographie. *Publication Soc. Géol. Nord*, Lille, n° 15, 562 p., 225 fig., 12 tabl., 16 pl.
- 7) EISENACK A. (1964). — Mikrofossilien aus dem Silur Gotlands. *N. Jb. Geol. Pal.*, Stuttgart, Abh. 120, p. 308-342.
- 8) ELLES G.L. & WOOD E.M.R. (1901-1918). — A monograph of British Graptolites. *Palaeontogr. Soc.*, London, 539 p., 52 pl.
- 9) KEPPIE J.D. (1977). — Tectonics of Southern Nova Scotia. *Nova Scotia Dept. Mines*, Paper 77-1, 34 p.
- 10) KEPPIE J.D. (1979). — Geological Map of Nova Scotia, Scale 1/50000. *Nova Scotia Dept. Mines and Energy*, Halifax.
- 11) LANE T.E. (1976). — Stratigraphy of the White Rock Formation. *Maritime Seds.*, vol. 12, p. 87-106.
- 12) LAUFELD S. (1974). — Silurian chitinozoa from Gotland. *Fossils and strat.*, Oslo, 5, 130 p.
- 13) Mc KERROW W.S. (1982). — The Northwest Margin of the Iapetus Ocean during the Early Paleozoic. In *Studies in Continental Margin Geology* (Watkins J.S. & Drake C.L. Eds), *A.A.P.G.*, Mem. 34, p. 521-533.
- 14) PARIS F. (1981). — Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique, Etude systématique. Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, t. 26, 492 p.
- 15) PRIBYL A. (1948). — Bibliographic index of Bohemian Silurian Graptolites. *Knih. Strat. geol. Ústavu Českosl. Rep.*, Prague, vol. 22, p. 1-96.
- 16) RUEDEMANN R. (1947). — Graptolites of North America. *Mem. geol. Soc. Am.*, Baltimore, n° 19, 652 p., 92 pl.
- 17) SCHENK P.E. (1971). — Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa and Continental drift. *Can. j. Earth Sci.*, vol. 9, p. 1218-1251.
- 18) SMITHERINGALE W.G. (1973). — Geology of part of Digby, Bridgetown and Gasperau Lake map-area, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 375, 78 p.
- 19) TAYLOR F.C. (1965). — Silurian stratigraphy and Ordovician-Silurian relationships in Southwestern Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Paper 64-13, 24 p.

- 20) TAYLOR F.C. (1969). — Geology of Annapolis - St Marys bay map-area, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada*, Mem. 358, 65 p.
- 21) WALLISER O.H. (1964). — Conodonten des Silurs. *Abh. Hess. Landesamt Bodenf.*, Wiesbaden, vol. 41, p. 1-106, pl. 1-32, text-fig. 1-10.
- 22) WATERLOT G. (1945). — Les Graptolites du Maroc. Première partie : Généralités sur les Graptolites. *Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 63, p. 1-112.
- 23) WILLIAMS H. (1978). — Appalachian orogen in Canada. *Can. J. Earth. Sci.*, 16, p. 792-807.
- 24) WILSON J.T. (1966). — Did the Atlantic close and then reopen ? *Nature*, vol. 211, p. 676-681.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE II

#### Fig. 1 à 3. — CHITINOZOAIRES (\*)

1. - ? *Ancyrochitina* sp. (x525) ; échantillon NE.2, IGR 54407 (Q.36/2).
2. - ? *Ancyrochitina* sp. (x525) ; échantillon NE.5, IGR 54407 (P.31/2).
- 3a-b. - *Ancyrochitina* sp. aff. *primitiva* Eisenack, 1964 ; échantillon NE.2, IGR 54407 (Q.34/1).
- 3a. - (x525) ; spécimen en relief, à col et appendices brisés
- 3b. - (x1500) ; détail des cicatrices des appendices.

#### Fig. 4 à 20. — CONODONTES (\*\*)

4. - *Lonchodina walliseri* Ziegler, 1960 ; Fales 4-11.
5. - *Hindeodella equidentata* Rhodes, 1953 ; Fales 2-5.
6. - *Ozarkodina ortus* Walliser, 1964 ; Fales 3-3.
7. - *Ozarkodina ziegleri tenuiramea* Walliser, 1964 ; Fales 2-10.
8. - *Plectospathodus extensus* Rhodes, 1953 ; Fales 4-13.
9. - *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes, 1953) ; Fales 2-17.
10. - *Ozarkodina fundamentata* (Walliser, 1957) ; Fales 4-7.

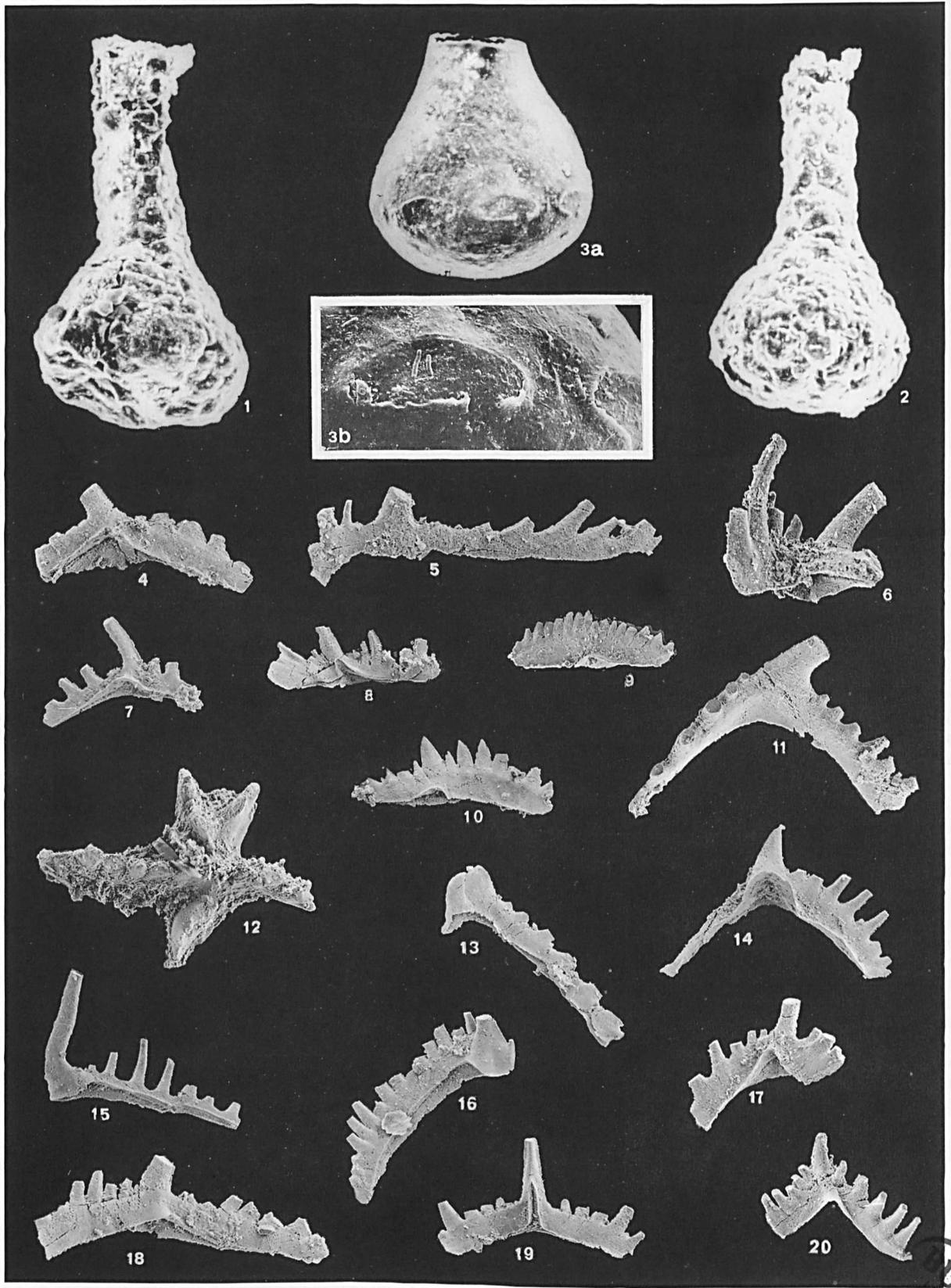
11. - *Ligonodina silurica* Branson & Mehl, 1933 ; Fales 4-1.
12. - *Kockelella variabilis* Walliser, 1957 ; Fales 1-12.
13. - *Neoprioniodus multiformis* Walliser, 1964 ; Fales 1-3.
14. - *Trichonodella inconstans* Walliser, 1964 ; Fales 3-1.
15. - *Neoprioniodus latidentatus* Walliser, 1964 ; Fales 2-15.
16. - *Neoprioniodus excavatus* (Branson & Mehl, 1933) ; Fales 1-8.
17. - *Synprioniodina silurica* Walliser, 1964 ; Fales 2-9.
18. - *Ozarkodina media* Walliser, 1957 ; Fales 2-1.
19. - *Trichonodella excavata* (Branson & Mehl, 1933) ; Fales 2-7.
20. - *Lonchodina greilingi* Walliser, 1957 ; Fales 3-11.

---

(\*) Les spécimens illustrés sont conservés dans les collections de l'Institut de Géologie de Rennes (IGR). Le repéreur "England-Finder" est utilisé pour localiser ces individus dans les préparations.

(\*\*) Les spécimens illustrés sont conservés dans les collections du Laboratoire de Géologie stratigraphique à l'Université de Lille I.







## Le milieu de sédimentation des gypses jurassico-crétacés en meseta marocaine : principaux caractères et recherche d'un modèle

### Sedimentological environment of the jurassic-cretaceous gypsums in moroccan meseta : main characteristics and research for a model

par Noël BEUN (\*)

**Résumé.** — L'étude des niveaux carbonatés intercalés dans les gypses de la série jurassico-crétacée (Oxfordien supérieur à Berriasien) permet d'apporter des précisions sur le milieu de sédimentation. Celui-ci se trouve être une vaste plate-forme interne légèrement subsidente, continuellement sous faible tranche d'eau et qui voit uniquement la précipitation de sulfates. Dans un contexte structural de marge passive, la partie interne d'une barrière qui aurait "séparé" le bassin évaporitique du domaine océanique atlantique pourrait apparaître vers l'Ouest.

**Abstract.** — It appears that the study of the carbonate beds present in the gypseous series (upper Oxfordian to Berriasian) can allow to give precise details about the environment in which the gypsums had precipitated. This environment will be a large inner continental shelf, with a slow subsidence, always immersed by shallow water, and with only deposits of sulfates. On the western side of the area, placed in a structural context of continental margin, a barrier would "separate" the evaporitic basin from the atlantic oceanic zone.

#### I. — CADRE GÉOLOGIQUE

Le secteur étudié appartient au domaine mésétien du Moyen Maroc, à socle paléozoïque surmonté d'une couverture alpine discordante. Vers le Sud se présente le domaine de la chaîne atlasique ; côté Ouest, il est bordé par l'Océan Atlantique.

La figure 1 positionne la région de Safi où affleure la série gypseuse qui fait l'objet de cette étude : son âge nous est donné par datations de sa base et de son sommet :

- Les calcaires de base de la série des Mouissat renferment *Acrosalenia incerta* Gauthier, *Monodiadema cotteau* De Loriol, *Acropeltis aequituberculata* Agassiz qui leur donnent un âge Kimmériidgien (Roch, 1930 ; Gigout, 1951).

Dans les environs de Tléta d'Irhoud, les tous premiers horizons renferment des foraminifères : *Pseudocyclammina maynci* Hottinger, *Sarfatiella dubari* Conrad et Peybernes, *Praekurnubia crusei* Redmond ; ils datent du Bathonien supérieur à Callovien (Medina et Jaffrezo, 1984). Un peu plus au Nord, les premiers niveaux contiennent *Pseudocyclammina parvula* Hottinger, *Rectocyclammina chouberti* Hottinger, *Charentia atlasica* Fares, espèces décrites dans le Kimmériidgien inférieur (Deloffre et Beun, 1986).

- La série sus-jacente date du Valanginien (Roch, 1930 ; Gigout, 1951) car renfermant *Spiticeras cf. gratianopolitense* Kilian *Neocomites aff. longi* Sayn, *Holecypus macropygus* Agassiz...

L'extension stratigraphique globale de la série gypseuse est donc "Oxfordien supérieur à Berriasien" ; cette datation est celle relevée dans le sondage SN 1 et correspond au "Jurassico-Crétacé" de Roch et Gigout.

Au-dessus de la série carbonatée transgressive de base des Mouissat, une série "infragypseuse", épaisse de quelques dizaines de mètres, est composée d'une alternance de niveaux calcaires plus ou moins dolomités et de marnes ; cette série renferme un peu de gypse qui affleure rarement.

Le sommet de cette série présente fréquemment une allure gondolée qui résulte très probablement de la dissolution des minces niveaux gypseux qui y étaient renfermés. Cet horizon "gondolé" est caractérisé, par exemple au Jbel Bou Saafa (X=171,0 ; Y=179,7), par une alternance rythmique de niveaux calcaires parfois dolomités de 1,5 à 2,5 m d'épaisseur et de niveaux marneux épais de 0,5 m environ ; les niveaux calcaires y sont constitués (fig. 2, log C) d'ooite et de pelmicrites avec très souvent des *Coprolithes de Crustacés*. Leur partie sommitale voit souvent l'apparition

(\*)-Université de Picardie, U.F.R. des Sciences Fondamentales et Appliquées, Département de Géologie, 33, rue St-Leu, 80039 Amiens Cedex.

Note présentée le 7 juin 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

de petits grains de quartz assez anguleux ; par ailleurs, ces niveaux admettent parfois des horizons de pelmicrites à lumachelles de *Lamellibranches* et *Gastéropodes* à fines coquilles.

D'un point de vue paléogéographique, cette série infragypseuse repose sur un substratum paléozoïque poursuivant vers l'Ouest celui des Jebilet. Ce substratum est pénéplané mais le monadnock de Khemis n'Ga (X=157,5 ; Y=162,8) prouve qu'il pouvait y exister des reliefs résiduels qui ont été progressivement ennoyés (Beun *et al.*, 1986).

D'un point de vue structural, le secteur littoral des Abda et des Doukkala montre des failles, flexures et axes d'ondulations de direction atlasique, c'est-à-dire ENE-WSW. Quant à la zone des Mouissat, elle est caractérisée par la présence de failles et/ou flexures de direction N 50 à N 70 (direction atlasique) et N 150 à N 170 : la structure globale qui en résulte est une mosaïque de blocs inégalement surélevés, mais avec une tendance à un regard systématique vers le NW (aucun indice d'activité tectonique synsédimentaire n'a été relevé avec certitude).

Sur la carte de la figure 1, on peut remarquer la flexure N 60°E qui limite les Mouissat du côté NW ; vers le SW, cette flexure se prolonge dans les diapirs du Jebel Kourati et du Jebel Hadid.

Enfin, les recherches off shore réalisées dans le secteur montrent que la bordure atlantique-est est une marge passive résultant du rifting liasique (Uchupi *et al.*, 1976 ; Jansa et Wiedmann, 1982), marge avec diapirisme des sels triasiques, avec spectaculaires variations d'épaisseurs et avec, vers le large, des faciès jurassico-crétacés très différents de ceux que nous allons maintenant étudier.

## II. — LA SÉRIE GYPSEUSE

La série gypseuse de la région de Safi (Mazéas et Nataf, 1967 ; Jeannette et Nataf, 1981) est d'abord connue en affleurements (fig. 1) d'une part au Nord de la ville, dans les falaises de Lalla Fatna, d'autre part au SE de la cité en bordure de la dépression de Mkhouira, à valeur de "poljé". Dans les environs S et SE de Safi, c'est vers 120 m de profondeur en moyenne que se présente le toit de la série ici constituée d'anhydrites à intercalations marno-dolomitiques (B.R.P.M., 1969 ; 1981).

D'autre part, elle est aussi connue par quelques sondages qui l'ont entièrement traversée : dans les Doukkala, le sondage SN 1 (X=143,0 ; Y=205,0) a traversé 460 m d'anhydrite avec intercalations de calcaires, dolomies, marnes et argiles ; dans les Abda, le sondage MAC 1 (X=121,9 ; Y=155,9) a rencontré 218 m d'anhydrite avec intercalations de calcaires.

La série gypseuse se présente surtout dans les Mouissat où le gypse affleure dans une bande large de 12 km environ et longue de près de 30 km, depuis les environs de Youssoufia jusqu'à l'oued Tensift.

### 1) Les gypses

Comme le montre la figure 2, une part prépondérante de la sédimentation locale est de nature évaporitique : les gypses sont très purs, blancs à gris, parfois rosés, souvent alastroïdes ou saccharoïdes, en bancs souvent pluridécimétriques à plurimétriques. On remarque des structures en tepee, en slump. Dans les falaises de Lalla Fatna (X=137,5 ; Y=208,0), on trouve du gypse saccharoïde à gros cristaux colorés (Gaudefroy, 1956) ainsi que quelques rares mud-cracks ; les structures en chicken-wire y sont plus abondantes qu'ailleurs.

Une nouvelle donnée vient s'ajouter à cette description publiée antérieurement (Boulanger *et al.*, 1983) : les anhydrites qui sont bien repérées en sondages à partir d'une profondeur d'une centaine de mètres se présentent parfois presque à l'affleurement. En effet, dans la carrière du Douar Jediat (X=147,4 ; Y=190,3), j'ai repéré à la base du front de taille (fig. 2, log B) une couche d'anhydrite bleutée épaisse de 1,15 m, intercalée dans des gypses et y passant latéralement.

La figure 2 présente les colonnes lithostratigraphiques les plus étendues qui ont pu être relevées dans la région de Safi ; cette figure montre que, faute d'horizons repères, les corrélations entre les différentes colonnes sont très loin d'être instantanées, d'où l'impossibilité de la mise en évidence d'éventuelles discontinuités majeures ou de lacunes. De plus, faute de pouvoir suivre les horizons gypseux sur de longues distances, les évolutions latérales des épaisseurs et des faciès des couches de gypse sont très difficiles à maîtriser dans le périmètre considéré.

Enfin, les caractères du dépôt initial sont très mal conservés dans les évaporites où la diagenèse est très facile.

Aussi, en vue d'apporter des éléments nouveaux pour essayer de caractériser le milieu de sédimentation des gypses, nous associons ici les renseignements issus de l'étude des niveaux carbonatés intercalés dans les gypses.

### 2) Les niveaux carbonatés

#### a) Dans les environs de Safi

L'ensemble de la partie terminale de la série gypseuse apparaît bien, sur une épaisseur de l'ordre de 80 mètres, dans les falaises de Lalla Fatna. Il y existe de nombreux intercalaires carbonatés, souvent des calcaires, parfois dolomitiques, ayant tous des épaisseurs inférieures à 2 mètres. Plusieurs sont remarquables (fig. 2, log A) :

1° Dans la moitié inférieure, il s'agit le plus souvent de bancs de micrites et biomicrites, parfois lumachelliques, à *Lamellibranches* et *Gastéropodes*, avec aussi des *Echinides* et des *Anchispirocyclina lusitanica* EGGER (le genre *Anchispirocyclina* est connu du Kimméridgien inférieur à la base du Valanginien).

Ils présentent parfois des intraclasts (surtout des pellets) ou une tendance oolithique. D'ailleurs un très caractéristique niveau de calcaire oolithique s'y rencontre : c'est une oomicrite dont les oolithes ont des diamètres atteignant 1 mm et qui sont parfois jointives ; quelques oolithes peuvent être assemblées sous forme de pisolithes par encroûtement algair.

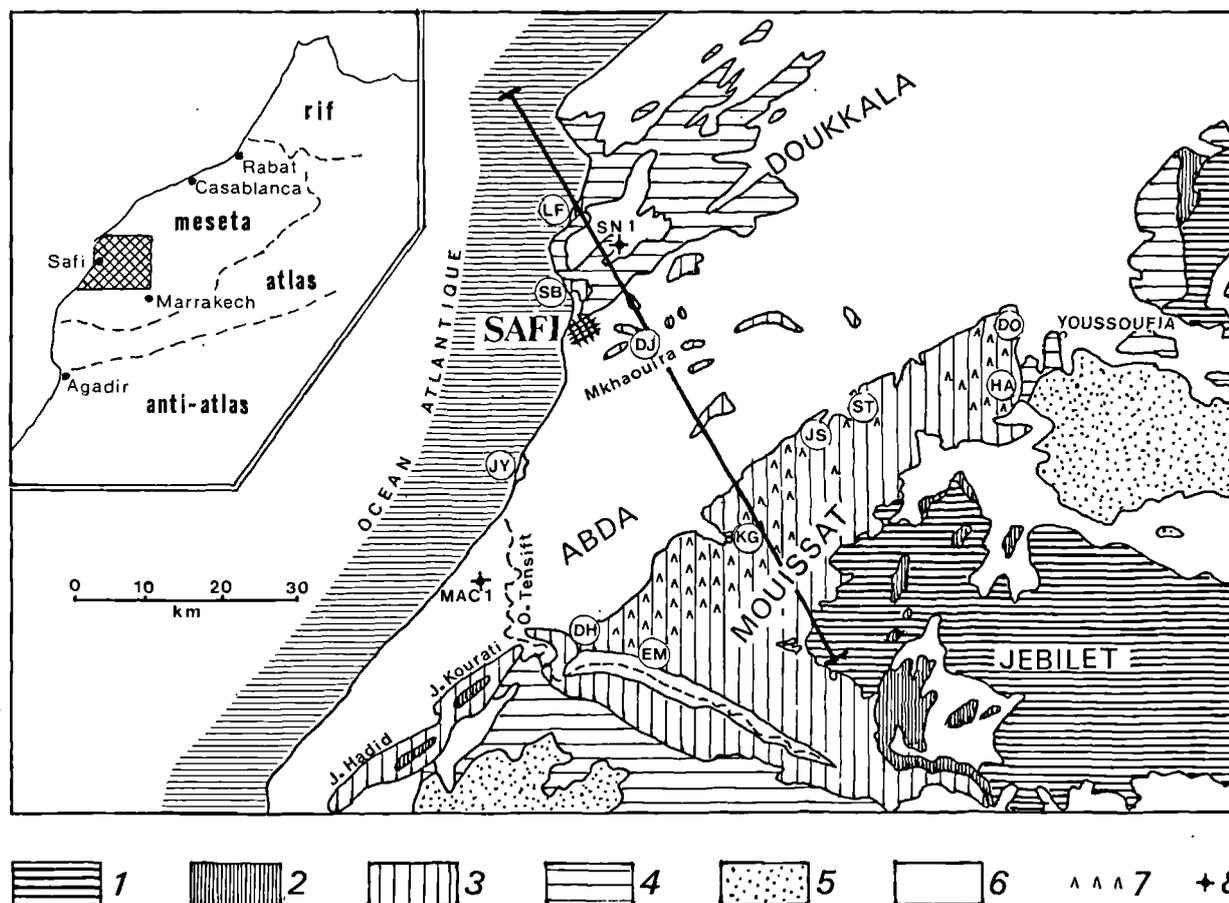


Fig. 1. — Plan de situation et carte géologique avec localisation des lieux cités dans le texte.

Situation map ; geologic map with location of the places cited in the text.

1 : Paléozoïque/Paleozoic. 2 : Trias/Triassic. 3 : Jurassique/Jurassic. 4 : Crétacé inférieur/Lower Cretaceous. 5 : Crétacé supérieur-Eocène/Upper Cretaceous-Eocene. 6 : Plioquaternaire/Plioquaternary. 7 : Zones à gypses/Areas with gypsums. 8 : Sondage/Boring.

DH : Dhiab ; DJ : Douar Jediat ; DO : Douar Oulad Khalf Allah ; EM : El Mouilhat ; HA : Hanichet ; JS : Jbel bou Saafa ; JY : Jorf el Youdi ; KG : Khemis n'Ga ; LF : Lalla Fatna ; SB : Sidi Bouzid ; ST : Sidi Tiji.

2° Plus haut, toujours interstratifiés dans les gypses, il s'agit de niveaux de calcaires blancs, parfois rosés, légèrement dolomitiques, à altération farineuse : ce sont des micrites à *Anchispiracyclina lusitanica*, d'autres *Foraminifères*, à *Coprolithes de Crustacés* et tapis algaires.

3° Au sommet, entre les derniers bancs de gypses, on trouve encore des niveaux calcaires composés de micrites avec lamines, pellets et *Coprolithes*. Un niveau à bioturbations ("tubulaires") s'y présente : il s'agit d'une micrite à petits *Gastéropodes* et à débris de *Chypéines*.

Les derniers niveaux de gypses peuvent localement manquer par suite de dissolution : on rencontre alors, en leurs lieu et place, des minces lits de marnes ou des niveaux d'aspect bréchiq.

4° Le milieu de sédimentation change brutalement après un dernier banc de pelmicrites à *Coprolithes* surmontant le niveau à bioturbations : on voit apparaître un niveau à *Térébrautules* entières

puis des calcaires bioclastiques jaunes à *Lamellibranches*, *Térébrautules*, *Echinodermes* formant la base des "calcaires inférieurs" d'âge valanginien (Gigout, 1951).

Au port de Safi, dans les falaises de Sidi Bouzid (X=136,9 ; Y=198,5), le sommet de la série "jurassico-crétacée" ne renferme pas de gypses : on rencontre 7 mètres de calcaires un peu dolomitiques de couleur jaune essentiellement composés de micrites ; on y reconnaît des laminites (cryptalgaires ?), des pelmicrites et, à la partie terminale, immédiatement sous les calcaires bioclastiques du Valanginien, un niveau de micrites à algues qui évoque le banc à bioturbations de Lalla Fatna.

Dans la carrière du Douar Jediat, sur la bordure Nord de la dépression des Mkhauira, un banc non gypseux forme le plancher d'accès : il est épais (fig. 2, log B) de 45 cm et

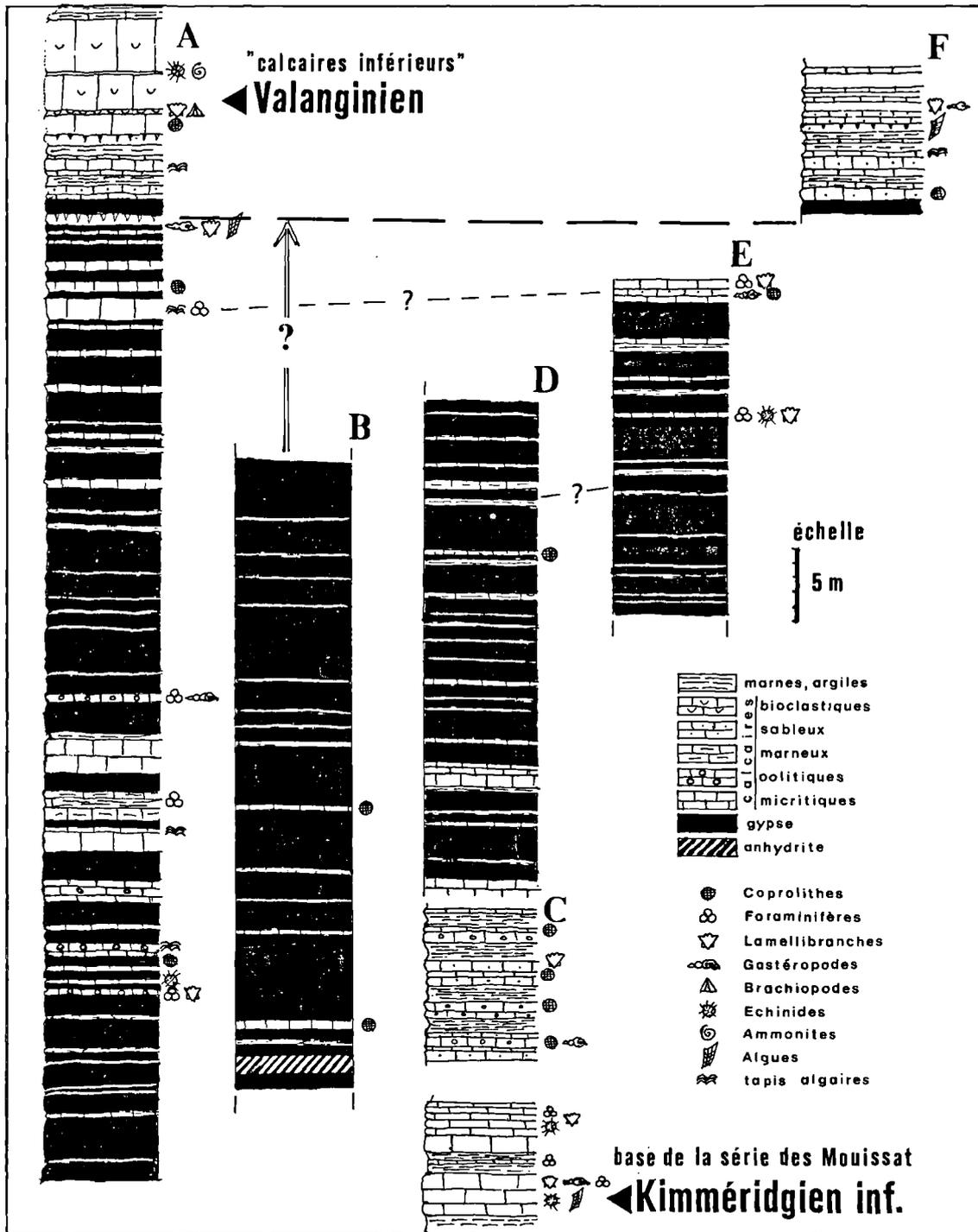


Fig. 2. — Colonnes lithostratigraphiques.  
Remarkable logs.

A : Lalla Fatna ; B : Douar Jediat ; C : Jbel bou Saafa ; D : Sidi Tiji ; E : Douar Oulad Khalf Allah ; F : Hanichet.

caractérisé par des load casts à la base et des ripple marks très plats au sommet. Comme d'autres niveaux calcaires de cette carrière, il est composé de pelmicrites à *Coprolithes de Crustacés*.

Enfin, vers l'WSW, le Jurassique affleure dans les falaises de Jorf el Youdi (X=135,8 ; Y=183,1) qui montrent une alternance de niveaux calcaires et de niveaux plus marneux — souvent disloqués ou bréchiques, soit des brèches de dissolution — composée de micrites et de pelmicrites à *Coprolithes de Crustacés*.

#### b) Dans les Mouissat

Au-dessus des calcaires "gondolés" se présente la série des gypses très purs des Mouissat, épaisse de plusieurs dizaines de mètres et dans laquelle les niveaux non gypseux sont rares et très peu épais. Ainsi dans l'ancienne carrière de Sidi Tiji (X=173,5 ; Y=108,8), au-dessus de micrites vacuolaires, la série gypseuse se développe sur près de 30 mètres (fig. 2, log D). Elle renferme quelques niveaux calcaires souvent assez minces (20 cm, sauf l'un d'eux situé vers le tiers inférieur) : il s'agit le plus souvent de micrites mais, vers le tiers supérieur de la série visible dans la carrière, on remarque un niveau de pelmicrites à *Coprolithes de Crustacés*.

Pour étudier le sommet de la série gypseuse des Mouissat, il faut se reporter à la région orientale, vers Youssoufia. Dans la tranchée de la voie ferrée au Nord de Douar Oulad Khalf Allah (X=196,6 ; Y=194,0), alternant avec des niveaux gypseux, des bancs de micrites lumachelliques (*Lamellibranches, Gastéropodes*) renferment *A. lusitanica*. On retrouve ce foraminifère dans un mince niveau de biomicrites graveleuses inclus dans les gypses de la carrière située au Sud du village (X=197,5 ; Y=192,6) (fig. 2, log E) et dans les niveaux supragypseux constitués de pelmicrites à *Lamellibranches, Coprolithes de Crustacés*.

Les niveaux supragypseux affleurent bien au Sud de Hanchet (X=195,0 ; Y=182,1) : il s'agit d'un ensemble (fig. 2, log F) épais de 10 mètres environ comportant essentiellement des micrites avec souvent, à la base, des pellets et des *Coprolithes*. Puis des niveaux bioturbés (tubulures) apparaissent en même temps que des tapis algaires ; la série se termine par des micrites à débris de *Clypéines* surmontées de niveaux à pellets et/ou à oolithes.

Ce sont des éléments très semblables que l'on trouve, au-dessus de la masse gypseuse, en bordure de l'oued Tensift, dans la terminaison SW des Mouissat ; dans la région de El Mouilhat (X=141,0 ; Y=147,6), il s'agit d'une dizaine de mètres de calcaires comportant, à la base, un niveau laminitique à algues puis un ensemble de bio et de pelmicrites, parfois à *Coprolithes de Crustacés* et à *A. lusitanica*. Pour clôturer la série locale, les derniers niveaux se rencontrent un peu au Sud de Dhiab (X=135,7 ; Y=148,3) où il s'agit de calcaires sableux bioclastiques à *Lamellibranches, Térébratules* et *Oursins* datés du Valanginien à Hauterivien (Roch, 1930).

### III. — SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS

En regroupant les données exposées ci-dessus, on remarque que le litage est très régulier, tant dans les niveaux gypseux que dans les horizons non gypseux ; cependant, les corrélations entre les différentes séries ne sont pas nettes (fig. 2) sauf dans les niveaux terminaux du Jurassico-Crétacé avec tubulures, *Clypéines* et *Anchispirocyclina lusitanica*, juste avant l'apparition des niveaux franchement marins du Valanginien. Quant aux épaisseurs de la série, elles semblent beaucoup plus fortes côté atlantique (le sondage SN 1 a traversé 460 mètres d'anhydrite) que du côté continental (70 à 80 mètres de gypse dans les Mouissat).

Les faunes et flores sont peu diversifiées et assez pauvres quant au nombre d'espèces ; les individus sont souvent petits et à fines coquilles (en termes de paléoenvironnement, nous observons donc des indices d'un confinement certain) ; les bioturbations sont plutôt rares ; par contre, on trouve des *Coprolithes de Crustacés* à tous les niveaux tandis que les tapis algaires sont surtout présents au sommet de la série.

Les sédiments calcaires, rarement dolomitiques, présentent une certaine diversité d'ailleurs plus nette vers l'Ouest ; ce sont le plus souvent des calcaires de type mudstones, voire de wackestones. Des packstones existent, les oomicrites par exemple : ils sont surtout représentés d'une part à la base de la masse gypseuse (au niveau des calcaires "gondolés" des Mouissat) et d'autre part dans sa partie sommitale (telle la série de Lalla Fatna). Les niveaux d'énergie sont donc le plus souvent faibles à modérés mais cependant, avec la présence des calcaires oolithiques dans la série de Lalla Fatna, une tendance à des niveaux d'énergie un peu plus élevés apparaît peut-être sur le côté Ouest du bassin.

*La série évaporitique, globalement très épaisse, avec des couches massives ayant jusqu'à 5 mètres d'épaisseur sans aucun joint, ne comporte que du sulfate de calcium le plus souvent très propre : jamais ne se présentent de traces de précipitation de chlorure de sodium.*

Tous ces caractères positionnent le bassin au niveau de la zone infratidale (subtidale), voire dans la zone intertidale basse. Nous avons ici l'image d'une sédimentation assez homogène rattrapant constamment la subsidence dans un cadre de côte basse, à tranche d'eau d'épaisseur faible et à peu près constante. Ce bassin, large d'au moins 70 km, résulte de l'envahissement par la mer d'une vaste pédiplaine très aplanie — encore qu'elle présente des reliefs résiduels — d'où des apports détritiques rares, voire inexistantes.

S'ouvrant vers l'Ouest sur le bassin atlantique en pleine phase d'ouverture, le milieu que les reconstitutions globales placent vers 15° de latitude Nord à la limite Jurassique Crétacé — soit d'un point de vue paléoclimatique en pleine zone évaporitique — apparaît comme étant de type plate-forme interne, marin restreint.

### IV. — CONCLUSIONS

Il nous reste maintenant à présenter un modèle global de l'évolution du bassin compte tenu de sa position structurale.

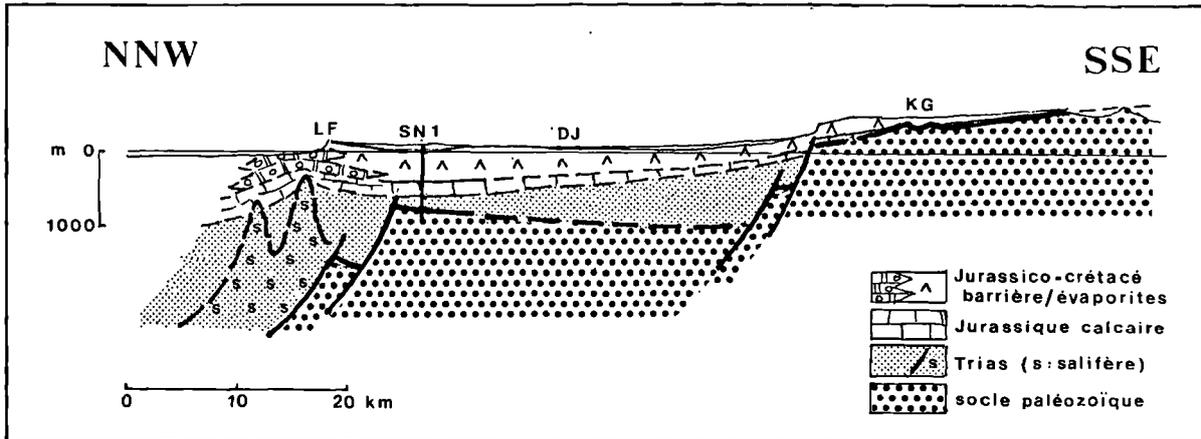


Fig. 3. — Coupe géologique semi-interprétative (localisation sur figure 1).

*Semi-interpretative geologic section (for location, see figure 1).*

LF : Lalla Fatna ; DJ : Douar Jediat ; KG : Khemis n'Ga.

Dans la nature actuelle, la sédimentation évaporitique s'effectue, sous climat aride, dans des sites très variés du domaine continental (en particulier dans les lacs intermittents ou pérennes) comme du domaine marin (les platiers supralittoraux, les bras de mer sursalés, les bassins à ennoyage sporadique...) (Busson, 1974 ; Perthuisot, 1980) ; deux processus majeurs expliquent la formation des évaporites : une *diagénèse de sédiments préexistants* à partir de saumure interstitielle se concentrant par évaporation capillaire ou bien une *précipitation directe de sels* à partir d'eau libre dont la concentration augmente progressivement par évaporation.

En fonction des conclusions exposées ci-dessus, le premier modèle qui vient à l'esprit est celui de la Côte des Pirates, célèbre sebkha côtière du golfe persique, à Abou Dhabi. Du large vers la côte, on peut y observer (Kinsmann, 1969 ; Till, 1978) :

- une barrière côtière présentant îles, chenaux et deltas de marées avec sables oolithiques, sables bioclastiques à pellets, et de petites constructions récifales par algues et coraux ;
- une zone de lagon subtidal à intertidal bas, avec sédimentation de boues, parfois de sables, à pellets ;
- une zone intertidale haute avec tapis algaires ;
- plus haut, dans la sebkha proprement dite, on assiste à une diagénèse évaporitique avec apparition de gypse et dolomie, puis de gypse et anhydrite nodulaire et enfin d'halite. Ce processus conduit à la formation de *gypse sale*, avec structures nodulaires et entérolithiques et présence de surfaces d'érosion (Shearman, 1979).

On remarque que certains de ces faciès sont présents dans la coupe de Lalla Fatna (niveaux bioclastiques, oolithiques, à pellets, tapis algaires et couches de gypse à structure de chicken-wire) ; mais les structures nodulaires sont rares, les structures entérolithiques et les discontinuités n'y ont pas été

repérées. Hormis un niveau à mud cracks, la sédimentation paraît très continue, les gypses sont assez propres à Lalla Fatna mais très propres au SE de Safi, et toujours bien stratifiés. Le processus diagénétique de formation du gypse peut être invoqué très ponctuellement mais il ne peut être prépondérant dans l'ensemble du bassin.

Cette conclusion rejoint celles relatives à la plate-forme saharienne (Busson, 1968) où une épaisse série évaporitique s'est sédimentée au cours du Mésozoïque : "une précipitation subaquatique peut seule être évoquée ici, à l'exclusion de dépôts subaériens... aucun processus de remplacement ne saurait être invoqué qui puisse rendre compte de la disparition totale du sédiment original".

Un deuxième modèle pourrait être celui d'une vaste zone de lagune épisodiquement ennoyée à partir du domaine marin : ce dispositif explique bien la pureté des évaporites, la régularité des couches parfois épaisses et seulement interrompues par quelques lits argileux. Ce schéma conduit normalement à la précipitation d'halite et à des figures nettement émersives : dans le secteur étudié, il n'y en a pas.

Le problème est donc à présent de proposer un mécanisme possible de confinement qui aurait pu contrôler les flux de transferts d'eaux entre le domaine océanique et le bassin toujours sous faible tranche d'eau, et qui aurait conduit, durant des millions d'années, à la seule précipitation de sulfates de calcium, et ce avec des volumes considérables. Il est ainsi possible d'obtenir une sédimentation évaporitique importante sur une plate-forme avec transferts à double flux tendant vers un équilibre. Dans un tel dispositif, le rôle des apports en solution en provenance des aires bordières en proie à l'érosion est peut-être loin d'être négligeable.

Entre le bassin sujet à évaporation et le domaine océanique qui l'alimentait, il ne pouvait exister aucun obstacle morphologique.

Mais l'hypothèse de l'existence d'une barrière située au large du rivage actuel doit être proposée (fig. 3) car les faciès présents dans la série de Lalla Fatna, plus variés que ceux de l'intérieur et très différents de ceux du large, pourraient être ceux qui localisent sa bordure interne ; sur la barrière, il n'y aurait pas forcément précipitation de gypse, comme dans les niveaux de Sidi Bouzid ; les cristaux de gypse diversement colorés inclus dans les gypses saccharoïdes de Lalla Fatna pourraient résulter du remaniement de cristaux formés dans des zones hautes de la barrière.

La barrière serait submergée (haut fond) ou bien émergée, temporairement au moins, au gré des variations eustatiques.

Le modèle proposé pourrait s'apparenter au milieu actuel de Shark Bay (fig. 4) sur la côte occidentale australienne : à la latitude moyenne de 26° Sud, le taux de salinité au fond de la baie est de 65 ‰ (Logan, 1961) — il faut au moins des concentrations comprises entre 3,3 et 5 fois celles de l'eau de mer pour obtenir la précipitation de gypses (Jauzein, 1984).

Compte tenu du rôle de la tectonique distensive prévalant à l'évolution de la plate-forme (Uchupi *et al.*, 1976 ; Jansa et Wiedmann, 1982), la barrière peut facilement prendre place dans un cadre de marge passive avec diapirisme des sels triasiques (fig. 3) qui a été repéré dans la région : les diapirs des Jebel Hadid et Kourati témoignent de halocinèses locales et le sondage MAC 1 s'est arrêté à 3738 mètres de profondeur après avoir traversé 2816 mètres de Trias. La barrière, ou bien ses éléments constitutifs, pouvait se situer à l'aplomb des dômes de sels, voire être formée par ceux-ci. Ce dispo-

sitif aurait contrôlé les flux de transferts d'eaux permettant uniquement la sédimentation sulfatée ; il s'effacerait avec la transgression du Valangienien.

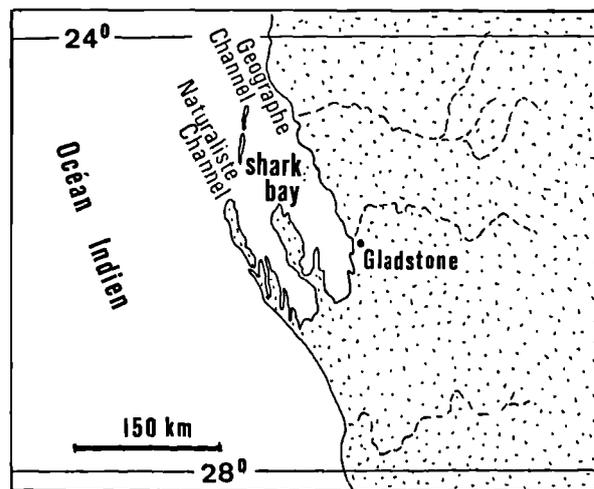


Fig. 4. — Baie des Requins (Shark Bay) sur la côte occidentale de l'Australie. Shark Bay, on the western coast of Australia.

#### BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEUN N., BOULANGER D., HUVELIN P. et TAJ-EDDINE K. (1986). — Le Paléozoïque de Khemis n'Ga : un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (Région de Safi, Maroc). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, série II, n° 1, p. 39-42.
- 2) B.R.P.M. : rapports inédits 1969 par S. PEREZ et 1981 par Cl. FIGUET.
- 3) BOULANGER D., LARHZAL M. et BEUN N. (1983). — Le gypse de la région de Safi (Maroc) : géologie et sédimentologie ; note préliminaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIV, p. 27-32, pl. II.
- 4) BUSSON G. (1968). — La sédimentation des évaporites ; comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. *Mém. Mus. nat. Hist. Nat.*, série C, Sc. Terre, t. XIX, fs. 3, p. 125-169.
- 5) BUSSON G. (1974). — Sur les évaporites marines : sites actuels ou récents de dépôts d'évaporites et leur transposition dans les séries du passé. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, XVI, 2, p. 189-208.
- 6) DELOFFRE R. et BEUN N. (1986). — *Megaporella boulangeri*, nouvelle algue dasycladale du Kimméridgien inférieur marocain. *Revue de Micropaléontologie*, volume 28, n° 4, pp. 233-242.
- 7) GAUDEFROY Ch. (1956). — Question de cristallographie : phénocristaux de gypses inclus dans les gypses saccharoïdes de Safi. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc.*, t. 15, 135, p. 139-145.
- 8) GIGOUT M. (1951). — Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 86, 507 p.
- 9) JANSO L.F. et WIEDMANN J. (1982). — Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins : a comparison. *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer Verlag, Berlin, p. 215-269.
- 10) JAUZEIN A. (1984). — Sur la valeur de quelques hypothèses relatives à la genèse des grandes séries salines. *Rev. géol. dyn. et géogr. phys.*, 25, 3, p. 149-155.
- 11) JEANNETTE A. et NATAF M. (1981). — Roches et minéraux industriels au Maroc : le gypse. *Mines, géologie et énergie*, n° 49, p. 227-242.
- 12) KINSMANN D.J. (1969). — Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow water and supratidal evaporites. *The Am. Ass. of Petrol. geol. Bull.*, 53, 4, p. 830-840.
- 13) LOGAN B.W. (1961). — Cryptozoön and associate stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. *J. Geol.*, 69, 5, p. 517-533.
- 14) MAZEAS J.P. et NATAF M. (1967). — Le gypse de la région de Safi : gisement, utilisation, marché. *Rev. géogr. Maroc*, n° 12, p. 91-112.

- 15) MEDINA F. et JAFFREZO M. (1984). — Sur l'âge de la base des terrains jurassiques des Mouissat (Ouest des Jebilet, Meseta marocaine). *Bull. de l'Institut Scientifique*, Rabat, n° 8, pp. 47-50.
- 16) PERTHUISOT J.P. (1980). — Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Centre Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 1, p. 207-233.
- 17) ROCH E. (1930). — Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, n° 9, 542 p.
- 18) SHEARMAN D.J. (1979). — Les faciès évaporitiques de sebkha in Dépôts évaporitiques ; illustration et interprétation de quelques séquences. *Editions Technip*, p. 19 et planches 12 à 17.
- 19) TILL R. (1978). — Arid shorelines and evaporites in Sedimentary Environments and Facies. H.G. Reading ed, *Blackwell Scientific Publications*, pp. 178-206.
- 20) UCHUPI E., EMERY K.O., BOWIN C.O. et PHILLIPS J.D. (1976). — Continental margin off Western Africa, Senegal to Portugal. *The Am. Ass. of Petrol geol. Bull.*, 60, 5, p. 809-878.

## Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et de St-Pierre-La-Cour (Dinantien du Synclinorium de Laval, France)

### Contribution to the structural analysis of Waulsortian limestones at Bouère and St-Pierre-La-Cour (Dinantian of the Laval Syncline, France)

par Frédéric BRODKOM (\*)

*Résumé.* — Une même séquence de déformation a été établie pour deux complexes waulsortiens du Bassin de Laval (la carrière du Jars à Bouère et celle de Feux-Vilaine à St-Pierre-La-Cour). Lors du plissement, la lentille du Jars n'a pas été basculée mais son enveloppe calcschisteuse a été une zone privilégiée de glissement. A Feux-Vilaine, la compression N-S a provoqué le basculement et la fracturation ainsi que le boudinage d'un fin banc crinoïdique. Dans les deux cas, des stries sont dirigées vers l'Est ; elles expriment soit un glissement des couches sous la lentille à Bouère, soit un rejeu tectonique des structures planaires à St-Pierre-La-Cour. Enfin, une phase de déformation cassante provoqua failles, diaclases et veines.

*Abstract.* — *The same deformational sequence has been recognized in two Waulsortian buildups in the Laval Basin (Jars quarry at Bouère and Feux-Vilaine quarry at St-Pierre-La-Cour). The Jars buildup was not tilted during folding but there is some evidence that its shaly envelope was a zone of preferential slippage. At Feux-Vilaine, the N-S compression caused tilting and fracturing together with local boudinage of a thin crinoidal bed. The eastwardly directed slickensides present in both buildups resulted from slippage along the lenticular bodies at Bouère and from tectonic reactivation on planar structures at Feux-Vilaine. A final event of brittle deformation produced faults, joints and tectonic veins.*

#### I. — INTRODUCTION

##### 1) But du travail

Les mud-mounds waulsortiens sont des complexes carbonatés datés du Tournaisien-Viséen que l'on trouve notamment dans les Synclinorium de Dinant (Ardenne) et de Laval (Massif Armoricain). Les lithofaciès typiques de ces mud-mounds, constitués de lentilles et d'intercalations stratifiées, sont les faciès crinoïdiques, à "veines bleues" et biomi-critiques. Lees *et al.* (1985) ont modélisé leur évolution en quatre phases sédimentaires définies par des assemblages de composants riches en allochems.

Le "récif waulsortien"-type constitue un corps sédimentaire massif, très rigide, et de forme lenticulaire dans l'ensem-

ble. La semelle et le toit de ces mud-mounds sont formés de faciès régulièrement stratifiés parfois plus riches en argiles dans le Synclinorium de Laval, parfois crinoïdiques ou micritiques dans celui de Dinant (Pelhâte, 1971 ; Lees *et al.*, 1977). En terme de mécanique, les lentilles waulsortiennes se comportent comme des noyaux rigides et fragiles au sein d'un encaissant plus ductile (Brodskom 1985, 1988).

Nous avons déjà réalisé l'étude structurale de la grande lentille waulsortienne de Furfooz au SE de Dinant (*op. cit.*). Suite à cela, nous avons souhaité étudier de plus petites lentilles dans un contexte régional différent, pour examiner si le comportement mécanique intrinsèque de ces structures présentait les mêmes caractères. Deux des carrières du Synclinorium de Laval, à Bouère et à St-Pierre-La-Cour, exposent

(\*) Université Catholique de Louvain, Faculté des Sciences, Laboratoires de Géologie Générale. Place L. Pasteur, 3 à B-1348 Louvain-La-Neuve (Belgique).

Note présentée le 8 novembre 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

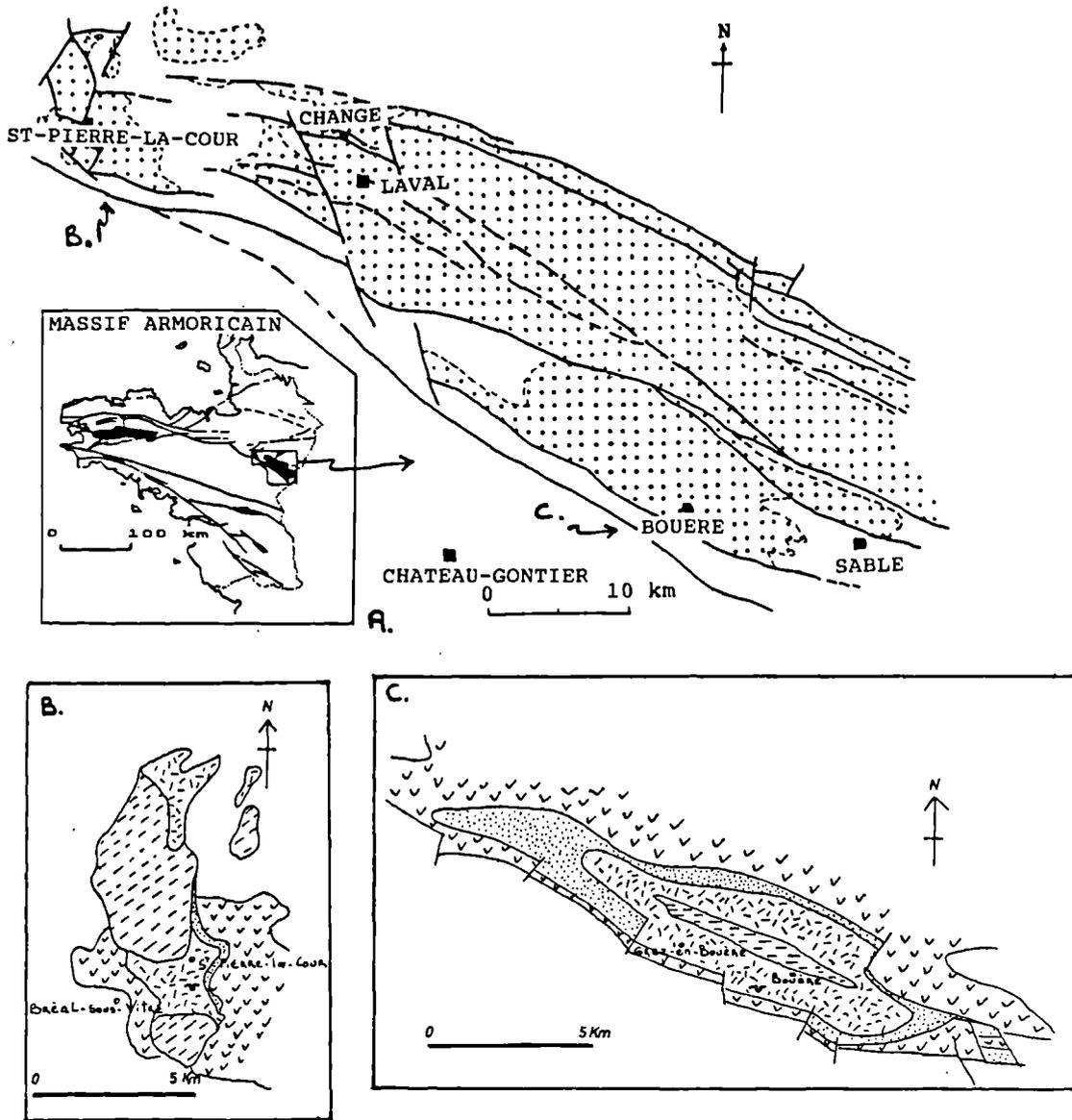


Fig. 1. — Localisation des calcaires waulsortiens du Bassin de Laval. A : Le Bassin Carbonifère de Laval (d'après Houlgatte *et al.*, 1988), B : Graben de St-Pierre-La-Cour, C : Synclinal de Bouère.

Légende commune aux figures B et C :

-  Faciès schisto-gréseux du Stéphanien.
-  Schistes de Laval (Viséen sup. à Westphalien).
-  Faciès waulsortiens (Tournaisien sup. - Viséen).
-  Grauwacke à Paléchinides et Cûlm inférieur.

Fig. 1. — Geological sketch maps showing the Waulsortian limestones in the Laval Basin. A : Carboniferous Basin of Laval (after Houlgatte *et al.*, 1988), B : St-Pierre-La-Cour Graben, C : Bouère Syncline.

des lentilles de dimensions modestes qui ont permis ces observations.

Le but de cette publication est de présenter les structures tectoniques qui affectent le Waulsortien de ces carrières.

Nous montrerons comment le comportement rhéologique des lentilles est différent de l'enveloppe stratifiée. Dans cette première étape, nous présenterons des faits sans aller plus loin dans l'interprétation régionale de la déformation ou les comparaisons avec le Waulsortien de Belgique.

## 2) Le Bassin Carbonifère de Laval

Le Bassin Carbonifère de Laval (fig. 1) est situé dans la partie orientale de la Zone Centre-Armoricaine. Ce bassin s'ennoît à l'Est sous les couches mésozoïques du Bassin de Paris, tandis qu'à l'Ouest, les affleurements carbonifères sont limités par les séries dévoniennes et paléozoïque inférieur sur lesquelles ils reposent en discordance (Pelhâte *et al.*, 1990). Les faciès waulsortiens connus sont localisés dans deux sites : à l'Ouest, le petit graben de St-Pierre-La-Cour, et à l'Est, le Synclinal de Bouère (Pelhâte, 1971).

La discordance du Dinantien sur les terrains dévoniens et plus anciens ne peut être que l'effet d'une déformation post-emsienne et anté-tournaisienne dont les caractères géométriques ne sont pas encore connus dans le détail (Pelhâte *et al.*, 1990). La sédimentation dinantienne, à laquelle participent les faciès waulsortiens, s'effectue alors que l'aire de sédimentation est très mobile le long d'une flexure orientée NW-SE passant par Sablé et Changé (Pelhâte, 1971). Cette mobilité prolongerait la *phase bretonne* de l'orogénèse varisque. Au Tournaisien supérieur, une sédimentation calcaire succède donc au Cûlm et se poursuit durant le Viséen. Deux formations se déposent de part et d'autre de la flexure : le Calcaire de Changé en zone infralittorale au NE, et, au SW, le Calcaire de Laval en zone circlittorale subsidente où s'établiront les mud-mounds waulsortiens.

De la fin du Viséen moyen au début du Westphalien (Schistes de Laval), la déformation reprend, associée à des éruptions volcaniques (Plaine, 1976 et Edel et Coulon, 1984). Ces événements sont l'équivalent de la *phase sudète-I* de l'Est de la France. Toutes ces formations seront plissées en une structure armoricaine synclinale par une phase tardive du début Westphalien, la *phase sudète-II dite erzgebirge*. Cette crise orogénique est intense et correspond à une compression N-S avec faible métamorphisme. Les plis de cette tectogénèse sont droits à déversés vers le Nord et accompagnés d'une schistosité plus intense au Sud du synclinal. Enfin, lors d'une *phase tardi-hercynienne*, un faillage synsédimentaire a affecté les dépôts au Westphalien-Stéphanien (Edel et Coulon, 1984 ; Rolet *et al.*, 1986 ; Houlgatte *et al.*, 1988).

## II. — LE WAULSORTIEN DU SYNCLINAL DE BOUÈRE

Le Synclinal de Bouère (fig. 1) est allongé NW-SE sur 20×4 km et situé autour de Bouère à 35 km au SE de Laval. De sa périphérie au centre, il contient la Formation de Grez-en-Bouère (anct. Grauwacke à Paléchinides), la Formation des Calcaires de Bouère (correspondant aux faciès waulsor-

tiens) et la Formation de Bouessay (anct. Schistes de Laval).

La Formation des Calcaires de Bouère (Tn. sup. - V. moyen) montre la succession des calcaires et schistes correspondant à l'installation, au développement et à l'extinction de récifs waulsortiens. De la base au sommet, ces faciès sont les suivants (Houlgatte et Pelhâte, 1988) :

- Calcaire gris noir à rares débris de crinoïdes, de radioles d'Echinides et à Calcisphères, interstratifiés avec de fines couches d'argilite.
- Micrites litées roses ou vertes à rares entroques.
- Calcaire massif crinoïdique rose à *Scal. anchoralis*.
- Calcaire à veines-bleues et Bryozoaires, associé à des micrites à entroques épars et renfermant *Pseudopol. triangulus pinnatus* (sommet du Tn sup.).
- Schistes calcareux de couleur lie-de-vin.
- Micrites litées bleu-gris ou roses, riches en entroques. Son sommet renferme *Gnath. commutatus commutatus* (V moyen ?).

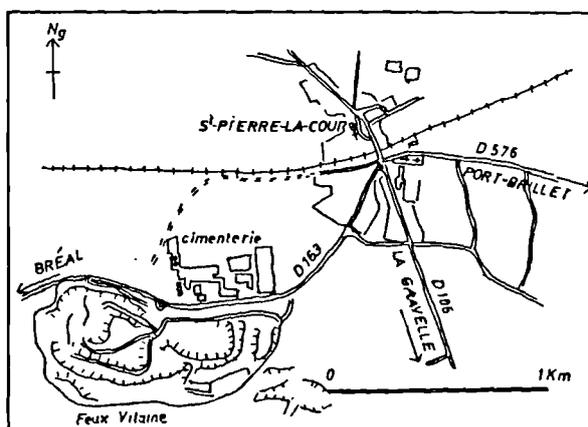
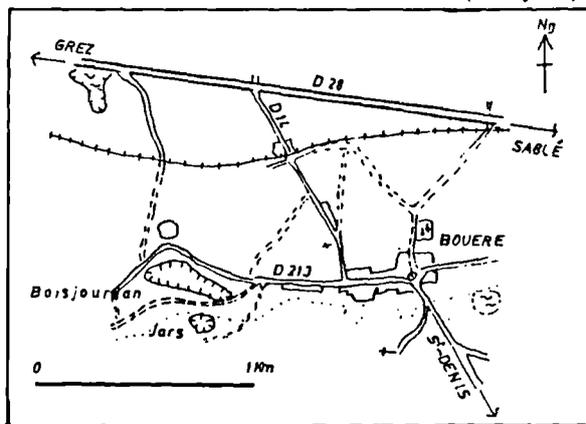


Fig. 2. — Localisation des carrières de Boisjourdan, du Jars et de Feux-Vilaine.

Fig. 2. — Localisation of the Boisjourdan, Jars and Feux-Vilaine quarries.

### 1) Les carrières de Boisjourdan et du Jars

Deux carrières abandonnées et en partie inondées ont été étudiées : celles de Boisjourdan et du Jars voisines l'une de l'autre et situées à 1 km à l'Ouest de Bouère sur la D 213 (fig. 2). Dans l'importante carrière de Boisjourdan seules persistent de grandes dalles du faciès waulsortien à veines bleues. L'accès à cette carrière étant difficile, l'étude a été limitée à la petite carrière du Jars dans laquelle une lentille complète est exposée avec son encaissant (fig. 3).

D'un point de vue lithologique, sept faciès bien distincts sont visibles dans la carrière du Jars et précèdent le Waulsortien proprement dit. Les couches sont dans l'ensemble horizontales et celles du sommet de la carrière du Jars correspondent à la base de la carrière de Boisjourdan. Ces faciès sont décrits dans l'ordre stratigraphique :

- a) Calcaire stratifié bleu foncé riche en clastes et stylolithes parallèles à la stratification avec intercalations schisteuses.
- b) Lentille d'une épaisseur de 2,5 mètres de calcaire waulsortien massif de teinte gris foncé à bleu-noir et contenant les "veines bleues" et des crinoïdes.
- c) Latéralement ce Waulsortien "précoce" fait place à une boue calcaire bleue contenant des clastes, stratifiée et traversée de nombreux joints stylolithiques.

- d) Au-dessus de la lentille, des calcschistes gris-noirs finement clivés par des microjoints de dissolutions et de concentrations d'insolubles s'étendent sur une épaisseur de 50 cm. Ces calcschistes contiennent des niveaux de calcite.
- e) Banc calcaire faiblement clastique gris-sombre d'une épaisseur moyenne de 35 cm et surmontant les calcschistes après un passage graduel.
- f) Quelques bancs calcaires de teinte bleue foncée.
- g) Gros bancs de teinte rosée où alternent des bandes de micrites fines et des passages très crinoïdiques dans une matrice plus grossière. Ce terme qui affleure dans le front de taille nord de la carrière du Jars est la semelle du Waulsortien de Boisjourdan.

### 2) Analyse structurale de la carrière du Jars

L'analyse structurale de la lentille décrite dans le faciès B était intéressante étant donné sa géométrie et son contexte structural (fig. 3 & 4). Si les joints de stratification sont sub-horizontaux dans toute la coupe (fig. 4 & 5), on constate néanmoins que la stratification contourne la lentille et n'est déformée que par deux structures mésoscopiques :

— Au Sud de la lentille, un pli dissymétrique à vergence NE d'amplitude métrique et marqué par les bancs des faciès E et F (plan axial d'attitude  $N 120^{\circ}E, 60^{\circ}SW$ ).

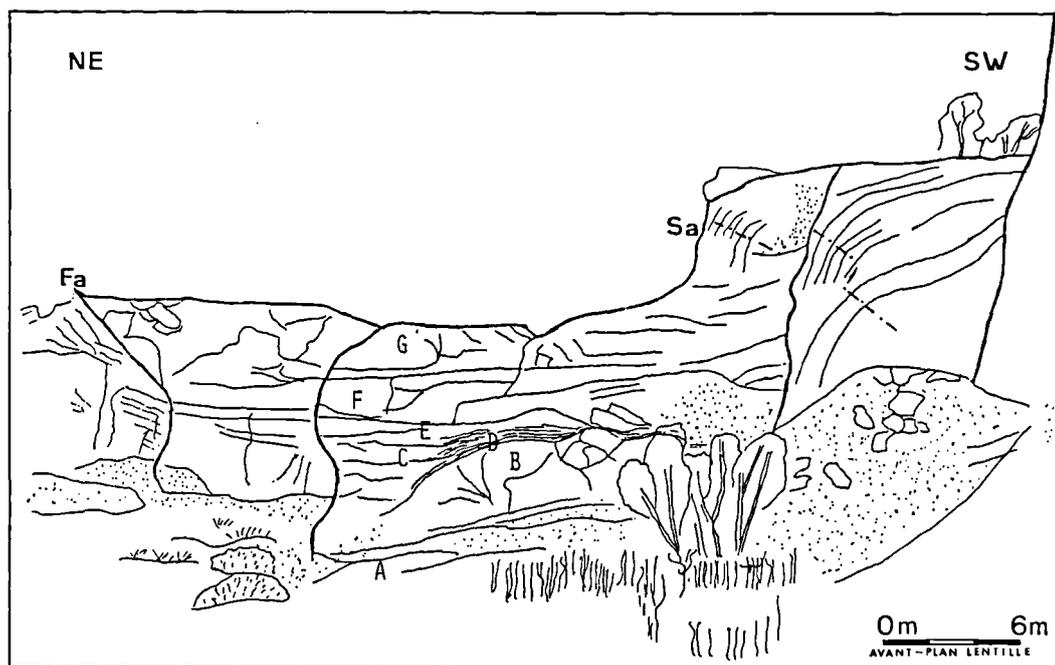


Fig. 3. — Carrière du Jars. A à G : faciès reconnus avec en B la lentille waulsortienne. Sa : Surface axiale du pli dissymétrique. Fa : Faille normale en arrière-plan.

Fig. 3. — Jars quarry. A to G : recognized facies with B, the Waulsortian lenticular body. Sa : axial surface of the dissymmetric fold. Fa : normal fault see in the background of the quarry.

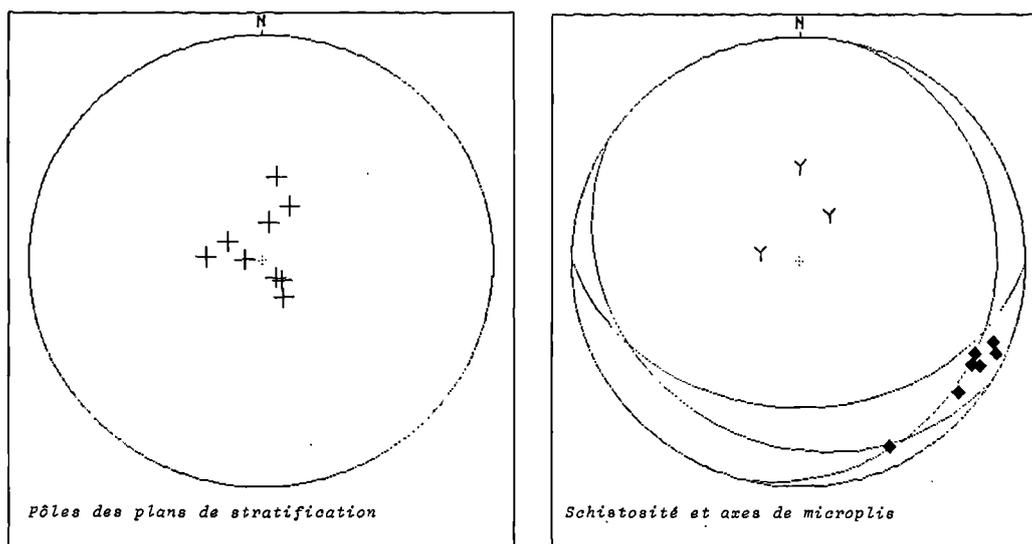


Fig. 4. — Stéréogrammes (Canevas de Schmidt) autour de la lentille du Jars : pôles des plans de stratification (+), pôles et plans de schistosité (Y), axes de microplis (◆).

Fig. 4. — Equal-area projection around the Jars buildup : poles to bedding surfaces (+), poles and planes of cleavage (Y), axial plunge of microfolds (◆).

— Au NE de la lentille, une faille normale à rejet décimétrique affectant les faciès latéraux et supérieur de la lentille (plan d'attitude  $N 100^{\circ}E, 50^{\circ}S$ ).

La bande calcschisteuse du faciès C est une zone préférentielle de glissement comme en atteste le plissement des niveaux centimétriques de calcites (3, 6 et 7, fig. 5).

Les mesures d'axes de ces petits plis montrent un ennoyage moyen de  $10^{\circ}$ ,  $N 124^{\circ}E$  (fig. 4). Les surfaces de compactions marquées par un fin clivage où se concentrent les insolubles épousent le contour lenticulaire du Waulsortien en passant de  $N 102^{\circ}E$  à  $N 212^{\circ}E$  de l'Est au SW.

Dans le faciès A, des stries de glissement banc sur banc et des stries sur fractures sont dirigées de  $N 65^{\circ}E$  à  $N 115^{\circ}E$ . Ces stries montrent un glissement, vers l'Est et sans grande extension, des bancs en position sub-horizontale et des blocs de fractures situés juste sous la lentille. Les stries traduisent ici le comportement de la semelle stratifiée de la lentille : lors de la déformation, les bancs ont glissé l'un sur l'autre sous la lentille rigide, en même temps que se sont développées, par compensation, des fractures qui présenteront des stries de même intensité et sens de déplacement.

Il existe une première phase de déformation cassante ultérieure à ce glissement (4 et 5, fig. 5). Les témoins de cette phase dans les calcschistes sont les kink-band observés au-dessus de la partie centrale de la lentille et de plan axial  $N 140^{\circ}E, 85^{\circ}NE$ . Dans le prolongement de ces kinks et après réfraction, la lentille est affectée par une zone de fracturation dont le plan moyen est d'attitude  $N 120^{\circ}E, 75^{\circ}SW$ .

Cette zone est constituée de veines calcitiques en échelon et de fractures sans rejet et non organisées en réseau. Plus au NE dans la lentille, un réseau conjugué de veines en échelon a également été observé (2, fig. 5) : la bissectrice de l'angle aigu séparant les deux familles de veines est dirigée  $N 140^{\circ}E$ .

Enfin, un jeu de petites failles inverses affecte l'extrémité sud de la lentille (fig. 5). Le mouvement de ces plans décale le contact lentille-calcschistes sur près de 15-20 cm. La direction de ces plans de faille est analogue à la grande faille avec des attitudes  $N 87^{\circ}E, 85^{\circ}N$  et  $N 96^{\circ}E, 38^{\circ}S$ . Entre ces deux petites failles et à l'intérieur même de la lentille, la roche est très fissurée par des veines et veines en échelon pour l'ensemble à pendage moyen ou sub-vertical vers le SW.

### 3) Conclusion

Le Waulsortien du Jars est présent sous la forme d'une lentille qui n'est pas directement affectée par la déformation ductile. Elle servira cependant d'appui résistant, sur lequel les calcschistes supérieurs et la semelle stratifiée vont glisser lors de la déformation, elle-même à l'origine du pli en chaise de l'enveloppe. Dans un épisode ultérieur de déformation du type cassante, le corps lenticulaire va se fracturer alors que, dans une direction semblable, des kinks vont affecter les calcschistes. Enfin, un comportement solidaire a été reconnu pour les phases tardives de déformation : d'une part, lors d'un léger cisaillement à l'origine des veines en échelon et d'autre part, lors du faillage où le même rejet décimétrique a été noté pour la lentille et son enveloppe.

### III. — LE WAULSORTIEN DU BASSIN DE ST-PIERRE-LA-COUR

Le petit graben carbonifère de St-Pierre-La-Cour est situé à environ 20 km à l'Ouest de Laval où il occupe une dépression topographique enchâssée dans les formations siluro-dévonniennes (fig. 1 & 2). Il est ainsi limité à l'Est et à l'Ouest par les schistes et quartzites gedinniens, au Nord, par les grès du Siegénien inférieur et enfin au Sud, par les grès de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.

Ces formations constituent le substratum sur lequel repose, en discordance, le Cûlm inférieur localement surmonté stratigraphiquement par la Grauwacke à Paléchinides. Au-dessus du Cûlm vient le Waulsortien du Calcaire de Laval, exploité dans la carrière de Feux-Vilaine, et les formations schistogréseuses du Stéphaniens. Des dépôts argileux lie-de-vin et verdâtres comblent les poches de décalcification et recouvrent le Calcaire de Laval. Ces dépôts sont attribués au Stéphaniens, sans pour autant avoir livré de spores caractéristiques (Pelhâte et Meilliez, comm. pers. V. 1988).

#### 1) La carrière de Feux-Vilaine

La carrière de Feux-Vilaine, entièrement dans le faciès waulsortien, est située au Sud de la D 163, à 500 m de la sortie de St-Pierre-La-Cour vers Bréal-sous-Vitré (fig. 2). Allongée suivant un axe E-W, sa longueur est de 900 m pour une largeur de 600 m accès compris. La masse waulsortienne, comme l'ensemble de la série, est en position inverse avec un fort pendage sud. Enfin, les faciès terrigènes encaissants affleurent en contact par faille avec le Waulsortien. Deux fronts de taille ont été analysés : le premier, à — 80 m par rapport au sol, a fait l'objet d'un levé structural complet tandis que le second, à — 40 m, nous a permis d'étudier le contact par faille du Waulsortien avec les schistes.

Dix échantillons ont été prélevés à intervalles constants le long de la coupe du niveau — 80 m. Une première analyse de ce Waulsortien, probablement de la phase B de Lees *et al.* (1985), a montré l'absence de dolomie, pourtant importante dans les faciès équivalents du Synclinorium de Dinant. Dans l'ensemble, les calcaires sont des mudstones-

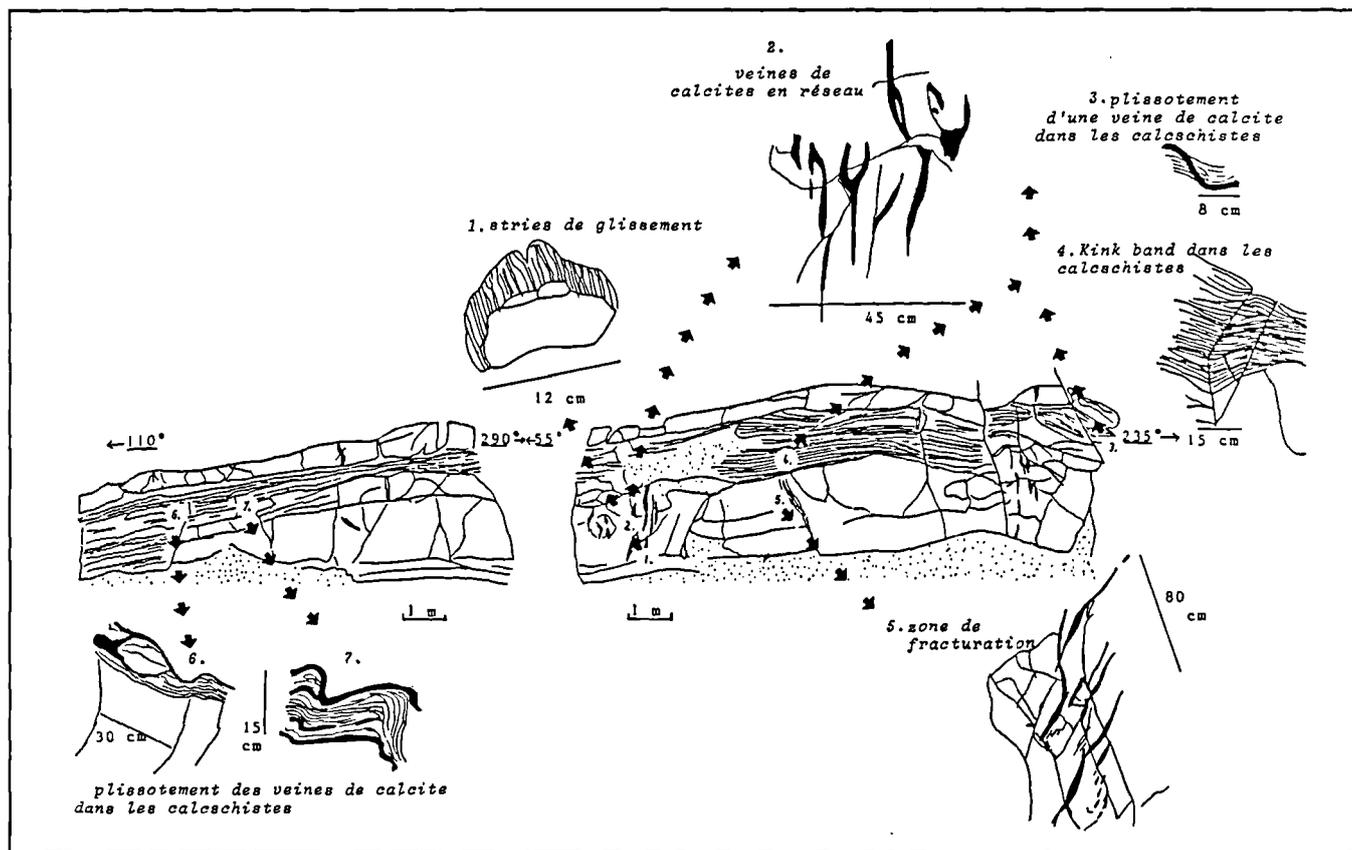


Fig. 5. — Coupes de la lentille waulsortienne de la carrière du Jars et détail des structures tectoniques étudiées dans le texte (Nos 1 à 7).  
 Fig. 5. — Section showing the Waulsortian buildup of the Jars quarry and the particular tectonic structures studied in the text (Nbr 1 to 7).

wackestones moyennement riches en crinoïdes (jusqu'à 35 %) et pauvres en bioclastes (rares coquilles, ostracodes, bryozoaires). L'ensemble de ces calcaires a été affecté par la diagenèse : les lames minces montrent une forte micritisation ainsi que des ciments granulaires et des plages de sparites. La diagenèse présente aussi des phénomènes de remplacement néomorphique (microspar-pseudospar et calcites fibreuses). Les stylolithes sont relativement bien développés et plus particulièrement dans la partie massive. Ces stylolithes de hauteur millimétrique passent latéralement à des joints plats suturés ou anastomosés remplis d'insolubles opaques ou d'argiles de teintes vertes.

## 2) Analyse structurale du Waulsortien de la carrière de Feux-Vilaine (niveaux — 80 m et — 40 m)

La coupe étudiée au niveau — 80 m est sécante à la stratification et orientée selon une direction NE-SW (fig. 6).

Notre choix s'est porté sur cette coupe étant donné sa direction, sa taille, son accessibilité et sa qualité à l'affleurement. Le front de taille NW-SE n'avait révélé que l'existence d'un jeu de diaclases sub-verticales dirigées N-S dans du Waulsortien massif de teinte bleue ou rose. La coupe NE-SW fait précisément 140 m de long avec un léger changement d'orientation à 40 m. L'échelle du levé structural de la coupe est au 1/500°.

### a) Structure d'ensemble au niveau — 80 m

Un examen d'ensemble de la coupe (fig. 6) a montré que le Waulsortien pouvait ici être divisé en deux sections suivant l'importance et la quantité des bancs et diaclases : une section plus finement stratifiée et nettement moins diaclasée au SW (de 0 à 60 m de la base) et une section massive (de 60 à 140 m) où seules quelques surfaces de stratification apparaissent dans un milieu très diaclasé.

A la base où les plans de stratification sont bien marqués, les bancs ont une épaisseur allant de quelques décimètres à un ou deux mètres. L'attitude moyenne de ces bancs est  $N 89^{\circ}E, 57^{\circ}S$ . Notons qu'à 30 mètres de la base dans la partie stratifiée, une surface de stratification nettement bombée contourne une première petite lentille waulsortienne en position redressée. Lors de la phase principale de déformation, les bancs situés sur le pourtour de cette lentille ont subi une très forte fracturation se traduisant par des réseaux diffus de veines de calcite d'orientations  $N 115^{\circ}E, 65^{\circ}NE$  et  $N 104^{\circ}E, 73^{\circ}S$ . La petite lentille présente par contre l'aspect homogène d'un corps rigide qui forme un butoir résistant autour duquel l'encaissant a été forcé de se déformer sous l'effet des contraintes locales.

Dans la partie supérieure de la coupe (de 60 à 140 m) par contre, la roche est beaucoup plus massive. Les quelques plans

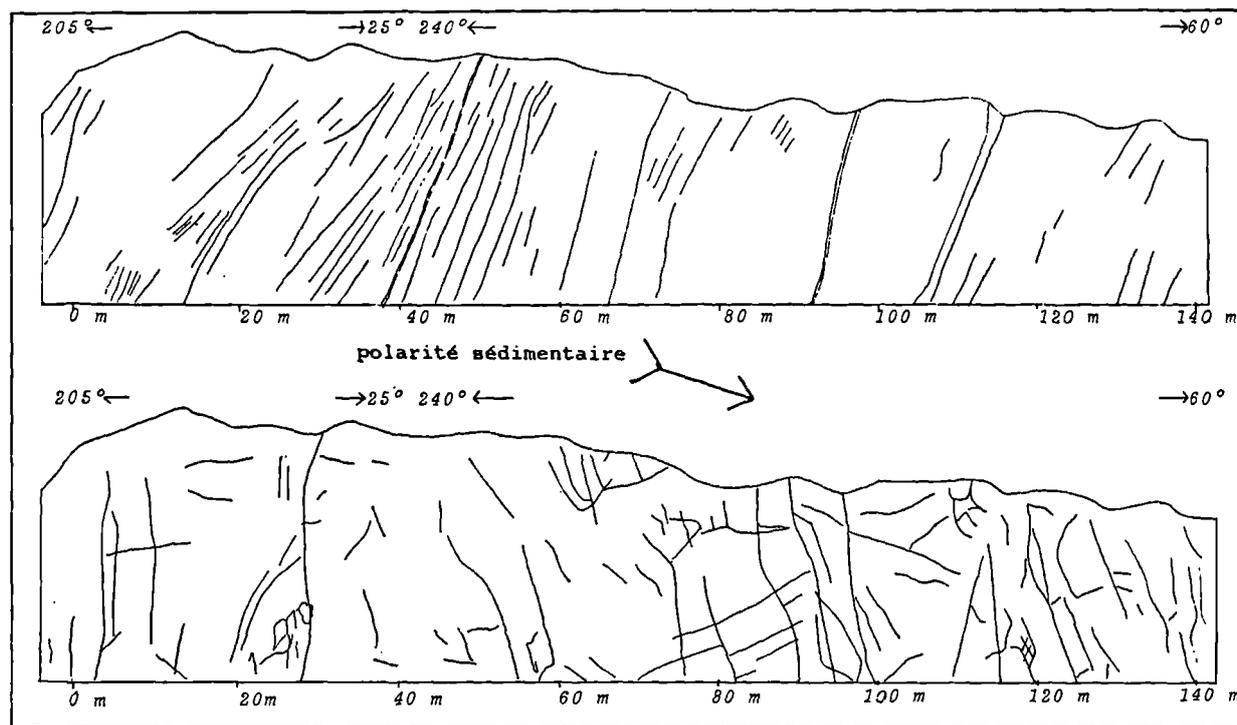


Fig. 6. — Niveau — 80 m du front de taille NE-SW de la carrière de Feux-Vilaine. A : coupe des plans de stratification, B : coupe des plans de diaclases.

Fig. 6. — NE-SW face of the — 80 m level at the Feux-Vilaine quarry. A : section with the bedding surfaces, B : section with joint surfaces.

de stratification qui apparaissent présentent une attitude moyenne proche de ceux de la partie stratifiée :  $N 98^{\circ}E, 65^{\circ}S$ .

Cette première approche nous a déjà permis de voir des comportements différents entre le Waulsortien massif et son enveloppe stratifiée. Ci-dessous, nous passerons en détail les diverses structures de cette coupe qui permettront de mieux comprendre comment la déformation affecte le Waulsortien : stries, boudinage, diaclases et veines en échelon.

#### b) *Les stries de glissement*

Dans la partie bien stratifiée de base et sur les plus rares plans de stratification de la partie massive, des stries de glissement "banc sur banc" sont observables (fig. 7 et 8). Ces stries, cristallisées en calcite fibreuse, sont sub-horizontales et dirigées ENE à la base et ESE dans la partie massive. Dans les deux cas, on observe sur les mêmes surfaces des placages striés de dépôts argileux violacés à verts (fig. 8).

Dans les deux zones, l'analyse des terminaisons de stries montre un sens de déplacement sénestre des bancs supérieurs, dirigés grosso-modo vers l'Est et donc, dans une direction perpendiculaire au pendage des couches. On ne peut ainsi invoquer pour leur origine un simple glissement des bancs dans le sens du pendage lorsque ceux-ci et le Waulsortien ont été basculés dans leur position actuelle. Ces stries ont enregistré le dernier déplacement des bancs ou paquets waulsortiens et ne sont explicables que par un glissement tardif et préférentiel le long de ces surfaces. Ces mouvements longitudinaux des bancs proviennent d'une restructuration du graben de St-Pierre-La-Cour après la *phase sudète-II* de compression et de structuration principale.

Les placages argileux du Stéphanien sont creusés de stries verticales, très régulières et à pendage Sud. Ils recouvrent, là où ils sont présents, les stries de glissement longitudinales. Ces placages sont donc postérieurs au glissement tardif des bancs et ne peuvent être que rattachés à l'épisode de failage synsédimentaire *tardi-hercynien*.

Ces glissements tardifs ont affecté indifféremment, les bancs du faciès stratifié de base et les rares plans de stratification de la partie waulsortienne massive. On ne peut donc voir ici, si ce n'est dans l'orientation légèrement variable, de comportement rhéologique différent dans les phases tardives de restructuration du graben.

#### c) *Les bancs crinoïdiques et le boudinage*

Deux fins bancs sont constitués d'un packstone extrêmement riche en crinoïdes, partiellement dissous et cimentés par une calcite granulaire. Cette composition confère aux bancs un caractère compact très résistant à la destruction. Alors que le banc à 90 m de la base dans le Waulsortien massif est régulier avec une épaisseur de 10 cm, celui situé à 40 m est nettement boudiné avec des lentilles œillées de 15 cm d'épaisseur et des resserrements de 4-8 cm. La calcite y est cristallisée et issue de la dissolution sous contrainte du packstone crinoïdique. L'observation n'étant faite qu'en section, il n'a pas été possible de voir l'élongation normale de ces boudins (fig. 9).

Le boudinage du banc crinoïdique de la section stratifiée est lié à une différence de compétence entre ce fin banc et les bancs calcaires du type mudstone-wackestone qui l'encadrent. A 90 m de la base, où le banc crinoïdique est inséré dans la masse waulsortienne, l'absence de bancs, et donc de variation de compétence, n'a pas permis au boudinage de se développer.

#### d) *Les diaclases*

La distribution des pôles de diaclases est assez dispersée ce qui traduit l'absence d'anisotropie régulière dans le faciès waulsortien. Différents réseaux peuvent être dégagés si nous regroupons les diaclases suivant leur attitude par rapport à la stratification (fig. 10) ; cette dernière est de direction plus ou moins N-S et de pendage plus ou moins  $60^{\circ}E$  :

*Réseau L.* — Les diaclases longitudinales sont présentes dans la partie stratifiée de la coupe. Ce sont des diaclases E-W relativement plates à faible pendage Nord, sub-orthogonales à la stratification.

*Réseau T.* — Les diaclases transversales existent sur toute la coupe. Ces diaclases N-S et sub-verticales sont orthogonales à la stratification.

*Réseau D.* — Les diaclases diagonales peuvent être gauche ou droite et former ainsi un système conjugué. Ces diaclases sont présentes dans la partie massive avec quelques diagonales droites dans la partie stratifiée. Leur direction est NW-SE à N-S avec un pendage moyen à sub-vertical.

*Réseau Q.* — Ce dernier réseau, présent dans toute la coupe, est constitué de diaclases NE-SW. Le pendage de ces diaclases est SE et sub-vertical dans la partie massive tandis qu'il est moyen dans la partie stratifiée.

Dans l'ensemble les réseaux L et T contiennent des diaclases ouvertes de tailles moyennes et affectant plusieurs bancs. La densité de fracture de ces réseaux est faible mais reste cependant supérieure aux autres. Enfin, ces deux réseaux sont équivalents avec une maille régulière si l'on considère leur organisation dans le milieu fracturé.

Le réseau D présente des diaclases habituellement jointives et bien moins développées. Le relevé des bissectrices des angles aigus de ces diaclases conjuguées gauche et droite indique une direction de contrainte maximale  $N 344^{\circ}E$  perpendiculaire à la direction générale des couches. Elle pourrait traduire une contrainte de compression mieux marquée dans la partie waulsortienne massive et rigide. Son effet cassant s'y est particulièrement bien développé par manque de surfaces de discontinuité pouvant agir comme plan de glissement.

Très disparate quant à la densité locale de répartition, le réseau Q, quelconque par rapport aux plans de stratification, présente en grosse majorité des diaclases ouvertes et de tailles moyennes. Ces diaclases se distribuent d'une manière plus ou moins parallèle à la grande faille du niveau d'exploitation — 40 m (Cfr pt f. ci-dessous). Elles pourraient donc être de la même phase et constituer le dernier événement tectonique affectant le Waulsortien de St-Pierre-La-Cour.

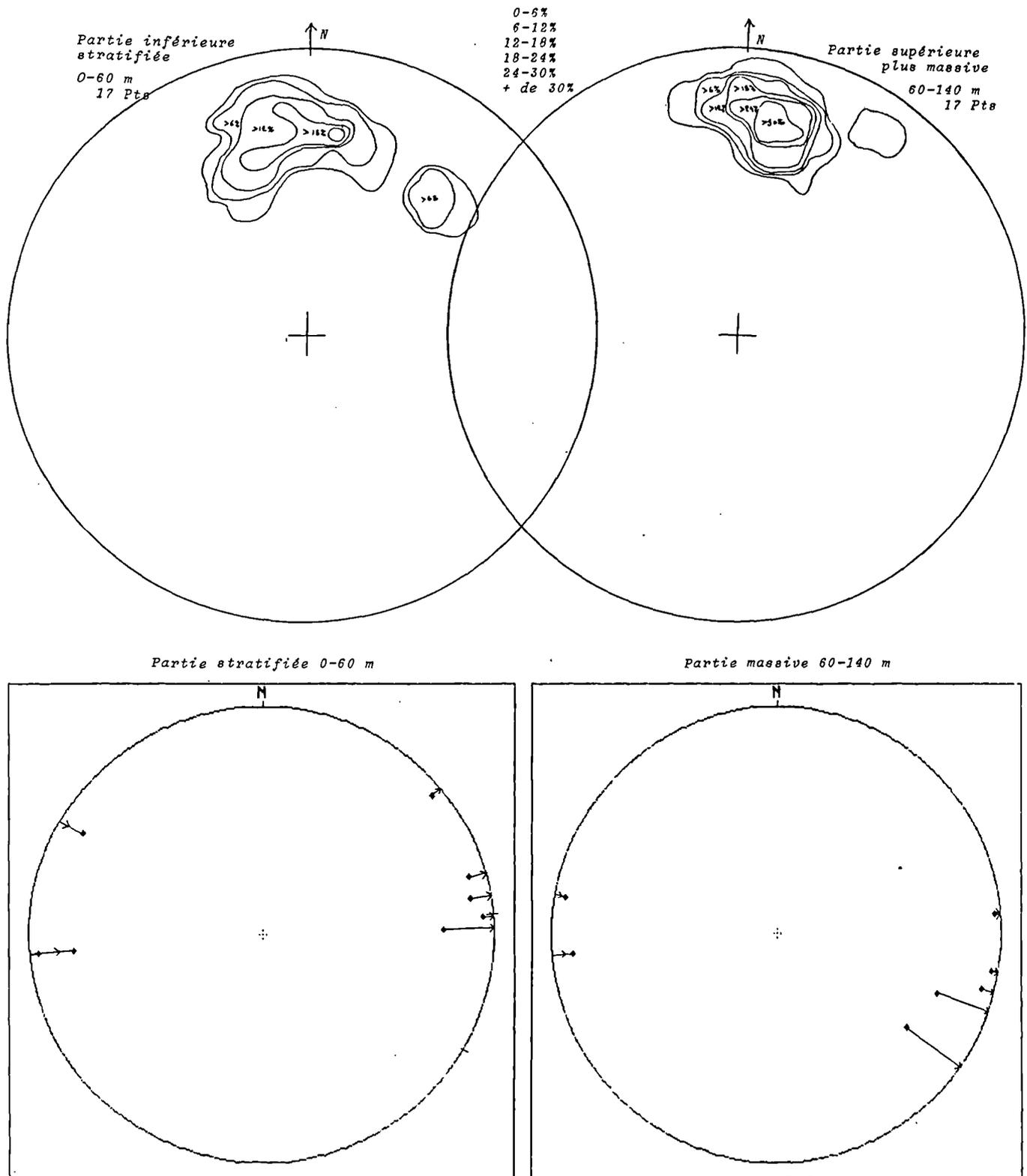


Fig. 7. — Stéréogrammes (Canevas de Schmidt) de densité des pôles de la stratification et projection des stries de glissement. Niveau — 80 m du front de taille NE-SW de Feux-Vilaine.

Fig. 7. — Contoured equal-area projection of poles to bedding and plot of slickensides. Level — 80 m of the NE-SW face at Feux-Vilaine.

e) *Les veines en échelon*

Diverses familles de veines du type lenticulaire à sigmoïde et disposées en échelon ont été observées. A 35 m de la base, les trois familles majeures sont représentées et l'on constate que les deux plus anciennes (la supérieure à mouvement dextre et l'inférieure à mouvement sénestre) forment un réseau conjugué dont l'angle aigu est de 40° :

Attitude des axes de zone :	
Sup. : 20°, N 200°E	Inf. : 25°, N 20°E
Angle moyen δ veines-zone :	
Sup. : 28°	Inf. : 20°
Longueur des veines :	
Sup. : 10 à 50 cm	Inf. : 15 à 40 cm
Épaisseur de zone :	
Sup. : 35 cm	Inf. : 25 cm
Directions de contrainte principale :	
P <sub>max</sub> : horizontale et dirigée N 20°E.	
P <sub>int</sub> : horizontale et dirigée N 290°E.	
P <sub>min</sub> : verticale et dirigée N 200°E.	

Sous l'effet de la contrainte, les fractures se sont développées en dilatation positive (angle δ) pour former des veines distribuées en échelon. Le système s'est développé en cisaillement et en rotation à l'origine des distorsions sigmoïdales, plus importantes pour le niveau supérieur dextre.

La troisième famille est plus récente et constituée de quelques veines très fines d'attitude moyenne N 113°E, 62°S.

f) *Note sur la faille du niveau — 40 m*

La structure essentielle de ce niveau est une faille d'attitude N 45°E, 55°SE qui fait reposer sur le Waulsortien, des schistes de teinte vert-noir correspondant soit aux Schistes de Laval (Namurien-Westphalien probable) soit à des schistes stéphaniens (Pelhâte et Meilliez, comm. pers. V.1988). Comme ces schistes ont un pendage sub-vertical, le faillage est ultérieur à la phase sudète-II de compression, soit *tardihercynien*. L'analyse des échantillons de calcaire waulsortien pris au contact et à proximité de la faille ont permis d'analyser les microveines de calcite. L'observation en lumière naturelle ne permettant pas de bien distinguer les

réseaux de veines, une rapide analyse a été menée en cathodoluminescence (*Technosyn Model 8200 MK II*). Trois réseaux de veines tectoniques sont présents et affectent diversement le Waulsortien jusqu'à 6 mètres de la faille :

— Le plus ancien réseau est limpide en lumière naturelle et de luminescence orange moyen. Il affecte le Waulsortien dans son ensemble et n'est pas spécifiquement lié à la faille. La direction des veines de ce réseau varie de N 145°E à N 155°E pour des pendages sub-verticaux vers le SW.

— Jusqu'à 6 mètres, un ensemble de veines est fortement luminescent (orange vif) et sans orientation spécifique. Ces veines, liées à la faille sont plus épaisses près de celle-ci pour devenir plus loin un réseau de microveinules non visibles en lumière naturelle. Des joints stylolithiques sont présents, d'âge contemporains ou juste postérieurs à ces veines. Leur intensité diminue en s'écartant de la faille et leur attitude est semblable à celle-ci : N 70°E, 35°SE. Cet ensemble, veines et stylolithes correspond à la zone de broyage de la faille.

— Enfin, un très beau réseau de veines "noires", donc sans luminescence ou à luminescence annihilée, est présent au contact de la faille. Les veines sont épaisses, mal cristallisées et, autour d'elles, une multitude de fines veinules droites s'anastomosent. Les veines de ce réseau font un angle de 20° avec la faille et correspondent à un événement tardif puisqu'elles intersectent nettement les veines de la zone de broyage.

3) *Conclusions*

Le Waulsortien de Feux-Vilaine est caractérisé par une section massive qui présente, en regard de la section stratifiée, une plus forte intensité de fracturation marquée par l'importance des réseaux de diaclases. Ce comportement habituel des roches massives est expliqué par l'absence de surfaces repères pré-tectoniques qui serviront de plans de glissement lors du basculement des couches. C'est la même absence de niveaux bien stratifiés qui empêchera le boudinage de se développer dans un fin banc crinoïdique, par opposition à celui de la section stratifiée. Notons encore que cette différence de comportement a pu être mise en évidence à la base, où

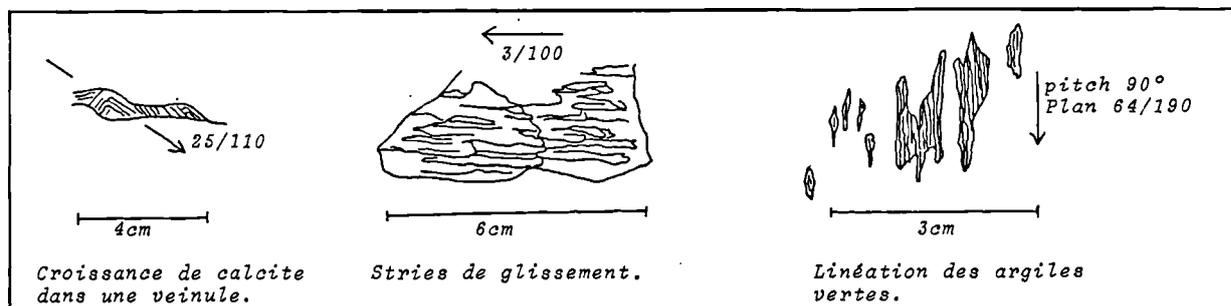


Fig. 8. — Dessin de détail et direction des stries sur une surface de stratification à 108 m de l'extrémité SW de la paroi. Niveau — 80 m du front de taille NE-SW de Feux-Vilaine.

Fig. 8. — Detailed drawing and trend of slickensides on the bedding surface located at 108 m from the SW end of the wall. Level — 80 m of the NE-SW face at Feux-Vilaine.

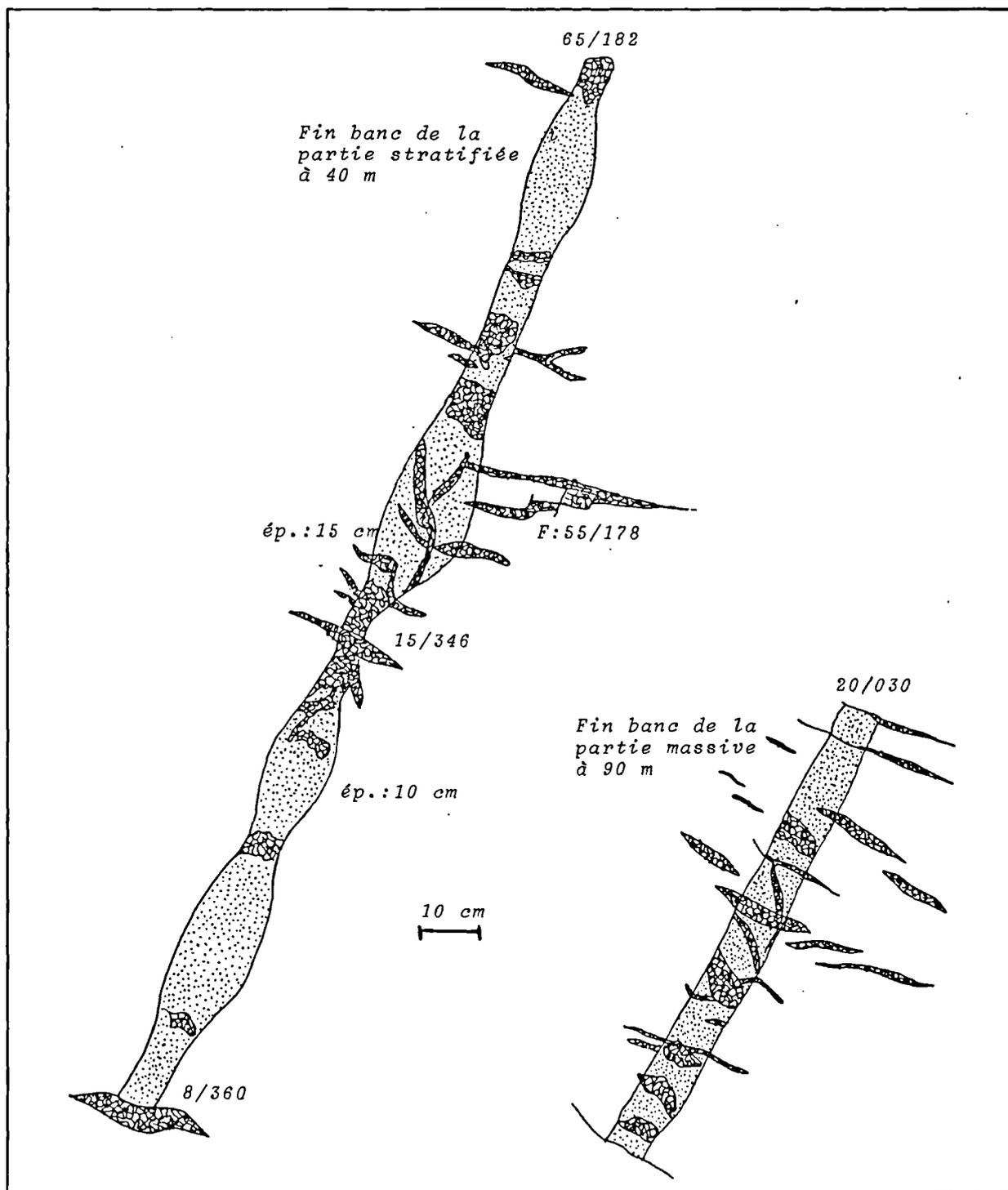


Fig. 9. — Croquis et mesures des fins bancs crinoïdiques. Niveau — 80 m du front de taille NE-SW de Feux-Vilaine.

Fig. 9. — Sketch and measures of the thin crinoidal beds. Level — 80 m of the NE-SW face at Feux-Vilaine.

une lentille précoce de Waulsortien massif est “contournée” par un banc qui, avec ses réseaux de veines tectoniques, présente une plus forte déformation que les autres bancs à proximité.

Une discrimination a été faite entre les veines propres au broyage de la faille et les réseaux préexistant ou postérieurs.

#### IV. — SYNTHÈSE DES ÉVÉNEMENTS

Nous pouvons donc proposer la séquence suivante dans les événements tectoniques ayant affecté la lentille waulsortienne du Jars et le Waulsortien de la carrière de Feux-Vilaine :

##### 1) Carrière du Jars

— Formation du pli en chaise dans l’enveloppe et glissement des calcschistes sur la lentille dont la masse rigide agit comme un noyau de résistance à la contrainte. Des stries de glissement dirigées vers l’Est affectent les couches de la semelle waulsortienne et des fractures de la lentille.

— Formation de kinks dans les calcschistes et fracturation de la lentille avec développement de veines tectoniques.

— Développement des failles inverses dans les faciès latéraux et l’extrémité sud de la lentille.

##### 2) Carrière de Feux-Vilaine

— Plissement et basculement vers le Nord du complexe Waulsortien (base stratifiée et partie massive). La direction de contrainte principale de cette compression est  $N 344^{\circ}E$  à  $N 20^{\circ}E$ . La déformation s’accompagne du boudinage d’un fin banc crinoïdique dans la section stratifiée et d’une fracturation d’intensité plus forte dans la partie massive.

— Rejeu des couches et paquets waulsortiens avec formation des stries de glissement longitudinales dirigées vers l’Est.

— Faillage tardi-hercynien dont la faille du niveau — 40 m est un témoin. Au niveau — 80 m, les éléments suivants sont liés au faillage : le réseau Q de diaclases, un réseau de veines en échelon et les stries sur les placages d’argiles.

*Remerciements.* — Cette étude n’aurait pu être réalisée sans l’aide de M. Fr. Meilliez et de M<sup>me</sup> A. Pelhâte, Professeur à l’Université du Maine, à qui j’adresse mes plus vifs remerciements. Je remercie aussi les promoteurs de ce travail, les Professeurs D. Laduron et A. Lees de l’Université Catholique de Louvain. Enfin, je remercie pour leur accueil les responsables du siège de St-Pierre-La-Cour des cimenteries Lafarges. Cette mission de travail en mai 1988 à Laval a été financée dans le cadre des échanges culturels franco-belges (Projet 88-1).

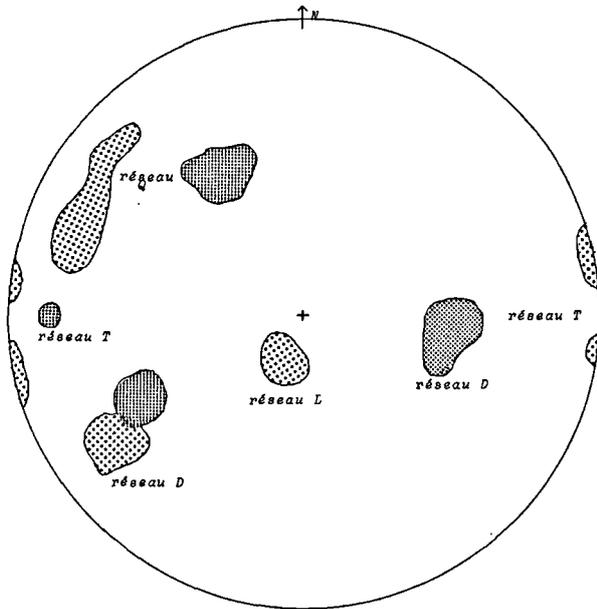


Fig. 10. — Stéréogramme (Canevas de Schmidt) des pôles des plans de diaclases : trame large pour la partie stratifiée (24 pôles), trame serrée pour la partie massive (18 pôles). Niveau — 80 m du front de taille NE-SW de Feux-Vilaine.

Fig. 10. — Equal-area projection of poles to joints : large dots for the stratified part of the section (24 poles) and close dots for the massive part (18 poles). Level — 80 m of the NE-SW face at Feux-Vilaine.

Enfin, le même glissement tardif longitudinal, traduisant un comportement solidaire, a affecté les plans de stratification de la base et les plus rares plans de la partie massive.

Au niveau — 40 m, l’analyse des veines tectoniques près de la faille, nous a permis de mieux comprendre la déformation cassante et l’effet de failles sur le Waulsortien massif.

#### BIBLIOGRAPHIE

1) BRODKOM F. (1985). — Relations structurales du récif waulsortien de Furfooz avec son enveloppe stratifiée et plissée (S-W du Bassin de Dinant). *Mémoire de Licence, Université Catholique de Louvain*, 83 p. (inédit).

2) BRODKOM F. (1988). — Mise en évidence de zones d’étirement dans le récif waulsortien de Furfooz. Synclinorium de Dinant, Belgique. *12<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Lille 1988, Soc. Géol. Fr. édit. Paris*, p. 24.

- 3) EDEL J.-B. et COULON M. (1984). — Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. *Earth and Planetary Science letters*, 68, 343-350.
- 4) HOULGATTE E. et PELHATE A. (1988). — Terrains carbonifères. Notice explicative de la feuille Château-Gontier au 1/50.000<sup>e</sup>. Edit. B.R.G.M., Orléans.
- 5) HOULGATTE E., LE HÉRISSÉ A., PELHATE A. et ROLET J. (1988). — Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, n° 1 (1988), 27-46.
- 6) LEES A., HALLET V. et HIBO D. (1985). — Facies variation in Waulsortian buildups, Part 1 ; A model from Belgium. *Geological Journal*, Vol. 20, 133-158.
- 7) LEES A., NOËL B. and BOUW P. (1977). — The Waulsortian "reefs" of Belgium : a progress report. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 29, 289-315.
- 8) PELHATE A. (1967). — Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval (Massif Armoricaïn). Stratigraphie, Sédimentologie, Evolution paléogéographique. *Thèse Etat, Rennes. Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p.
- 9) PELHATE A., CONIL R., VUILLEMIN C. et MEILLIEZ F. (1990). — Les calcaires de la Viosne : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval, au Moliniacien (Viséen inférieur). *Ann. Soc. Géol. Nord*, sous presse.
- 10) PLAINE J. (1976). — La bordure Sud du Synclinorium Paléozoïque de Laval (Massif Armoricaïn). Stratigraphie, Volcanisme, Structure. *Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Rennes*, 212 p. (inédit).
- 11) ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P. et GRAVELLE M. (1986). — L'évolution géodynamique dévonocarbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique - Cornwall. *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. II, n° 1, 43-54.



## Les Calcaires de la Viosne (Mayenne) : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval (Massif Armoricain, France) au Moliniacien (Viséen inférieur)

### The Viosne Limestone (Mayenne) : an endemic environment within the western closure of the Laval Basin (Armorican Massif, France) during Moliniacian (Lower Visean)

par A. PELHATE (\*), R. CONIL † (\*\*), C. VUILLEMIN (\*\*\*) et F. MEILLIEZ (\*\*\*\*)

(Planches III à VI)

**Résumé.** — La faune de Foraminifères et Coraux reconnue dans les Calcaires de la Viosne, permet d'identifier la présence de Moliniacien (Viséen inférieur) dans la terminaison occidentale du Bassin de Laval. Le caractère particulier et endémique de certains taxons, définis ici pour la première fois, traduit l'isolement ménagé de la plate-forme carbonatée moliniacienne dans cette région, dont la sédimentation paraît contrôlée par un mouvement relatif décrochant dextre d'importance régionale.

**Abstract.** — *The Foraminifera and Rugosa fauna that were found within the Viosne Limestone are Moliniacian (Lower Visean) in age. Some new, here-defined taxa have endemic characters. They give the western part of the Laval Basin a gulf-like palaeoenvironment. Sedimentation of the platform limestones would have occurred within a moderately confined area. It was likely structurally controlled by an intermittently active dextral-wrench fault of regional importance.*

#### I. — INTRODUCTION (A.P. et F.M.)

Tronqué à l'Est par la bordure occidentale du Bassin de Paris, le Synclinorium de Laval (fig. 1) est encadré au Nord par la Mancellia, craton granitisé à la fin de l'épisode orogénique cadomien (Dissler *et al.*, 1988, Chantraine *et al.*, 1988) et au Sud par le bloc de Rennes, à matériel briovérien non granitisé à la fin de l'orogénèse cadomienne. Il représente l'état actuel d'une aire de sédimentation individualisée dès le début du Paléozoïque, d'où l'utilisation fréquente du terme de Bassin de Laval (voir historique *in* Pelhâte, 1971). Toutefois, la série antécarbonifère diffère selon qu'elle est observée dans la Mancellia ou dans le Bloc de Rennes. Au Nord (Mancellia), le Briovérien est directement recouvert en discordance par le Cambrien à l'Est, et par l'Ordovicien à l'Ouest. La sédimentation est continue jusqu'à la fin du Dévo-

nien inférieur. Le Dévonien moyen et supérieur n'est pas connu. La base du Carbonifère repose en discordance régionale sur les dépôts précédents. Le Carbonifère est très différencié dans ses faciès (Pelhâte, 1971). Des laves basiques, à débit en coussin, sont interstratifiées à la base, et suggèrent un épisode d'ouverture en décrochement dextre distensif sur la discontinuité crustale séparant la Mancellia du Bloc de Rennes (Houllgatte *et al.*, 1988). A partir du Namuro-westphalien, le décrochement dextre aurait fonctionné en contexte compressif, fermant le Synclinorium de Laval et lui donnant sa géométrie actuelle (Houllgatte *et al.*, 1988).

Les motifs cartographiques dessinés par le Dinantien et le Namurien permettent de reconnaître (fig. 1B) :

— Le Bassin de Laval *sensu stricto*, limité à l'Ouest par des terminaisons périclinales à la latitude du Genest -St-Isle et des Chênes Secs (Changé).

(\*) 45, rue Adolphe Leray, 35000 Rennes, France.

(\*\*) Université Catholique de Louvain-1.N., Institut de Géologie, Place Pasteur, 1348 - Louvain-la-Neuve, Belgique.

(\*\*\*) Université de Rennes, Lab. Paléontologie et Stratigraphie, 35042 Rennes Cedex, France.

(\*\*\*\*) Université Sc. & Tech. Lille-F.A., Lab. Dynamique Sédimentaire et Structurale (URA 719 CNRS), 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

Note présentée le 8 novembre 1989 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 16 mai 1990.

— A l'Ouest de celui-ci, le Bassin de St-Pierre-la-Cour, enclave dinantienne (Pelhâte, 1971) supportant un petit bassin losangique postorogénique de Stéphanien houiller, formé dans le contexte régional décrochant dextre du Carbonifère supérieur (Houllatte *et al.*, 1988).

— Au NE de ce dernier site, le Bassin de La Baconnière, constitué de sédiments terrigènes avec houille contenant une flore datée du Namurien A (Roy, 1979).

Situés entre les deux dernières unités, plusieurs placages isolés de calcaires dinantiens sont localisés entre St-Ouen-des-Toits et Le Bourgneuf, et reposent directement sur les formations du Val et de Gahard (Silurien à Dévonien inférieur). Dans la vallée de la Viosne, l'un de ces placages contient une riche faune de Foraminifères et de Coraux, dont quelques échantillons sont présentés ici.

## II. — ENVIRONNEMENT STRUCTURAL DES PLACAGES DINANTIENS (F.M.)

Cartographiquement (fig. 2), ces placages sont nettement discordants sur le Silurien et sur le Dévonien inférieur. L'absence de structuration en écaillés caractérisées dans cette partie du Massif Armoricaïn (jusqu'à ce jour), exclut *a priori* une interprétation de ces placages en termes de klipptes tectoniques. Leur disposition sur la tranche du Siluro-dévonien ne peut donc être attribuée qu'à l'événement connu sous le nom de "phase bretonne" (Rolet, 1984), dont l'une des conséquences a été l'ouverture d'aires sédimentaires sur des discontinuités crustales mobiles, le Bassin de Laval en particulier (Houllatte *et al.*, 1988).

Les formations siluro-dévonniennes ont été observées en quelques affleurements mais de façon insuffisante pour faire la part des divers événements qui les ont structurés. Au SW du Bourgneuf (affleurements 2 et 3 sur fig. 2), deux talus exposent une succession de schistes et siltites noirs, contenant localement quelques fines lentilles gréseuses, attribuées à la Formation du Val. Les niveaux les plus fins sont déformés par un clivage ardoisier très proche du litage, lequel est mis en évidence par quelques lamines. L'ensemble est subvertical et dirigé NW-SE. Les relations avec le Dinantien n'ont pu être observées, car la carrière des Brosses est complètement noyée. La morphologie d'ensemble du gisement houiller namurien de La Baconnière (fig. 1B et 2) suggère une déformation globale dans une zone de cisaillement dextre régionale, dirigée SW-NE. Le graben stéphanien de St-Pierre-la-Cour (fig. 2) ne paraît pas avoir été affecté par cette déformation.

En rive droite du Vicoïn (point 4, fig. 2), une tranchée localise l'exploitation ancienne d'une bande verticale de grès riche en *Platyorthis monnieri* (Formation de Gahard : d1b). Quelques pointements permettent de reconstituer une virgation de la bande gréseuse, suggérant un cisaillement Ouest-Est. Ce cisaillement devrait être en relation avec le décollement local du d2a par rapport au d1a qu'indique la carte géo-

logique (fig. 2). Aucune trace n'a été retrouvée du placage de carbonates dinantiens indiqué au Sud de ce point sur la carte géologique à 1 : 80000 de Laval (fig. 2).

A l'Ouest de St-Ouen-des-Toits, la carrière de la Viosne constitue le meilleur affleurement dinantien. Bien que noyée, ses berges exposent encore plusieurs bancs. La structure d'ensemble n'a pu être reconstituée. Les bancs fossilifères montrent une structure qui pourrait représenter un paquet glissé dans le bassin sédimentaire. Plusieurs petites failles disloquent le litage sans qu'aucune strie ni aucun joint de calcite n'en ait fossilisé la cinématique. En replaçant le litage à l'horizontale, ces petites failles auraient un pendage de 50 à 60° vers le Sud, et auraient accommodé un déplacement normal. Elles pourraient avoir fonctionné pendant la sédimentation, mais la taille de l'affleurement est trop réduite pour y trouver un critère discriminant. Le champ situé en bordure sud de la carrière montre d'abondants débris gréseux dont les divers faciès sont identiques à ceux qui, ailleurs, sont datés du Pridoli. Le contact entre ces grès et le Dinantien est donc nécessairement proche de la verticale et vraisemblablement postdinantien.

## III. — STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES CALCAIRES DE LA VIOSNE (A.P.)

### Les Calcaires de la Viosne (Formation)

*Localité-type* : ancienne carrière de la Viosne, à 1 km à vol d'oiseau à l'WSW de l'église de St-Ouen-des-Toits (Mayenne).

*Lithostratigraphie* : Calcaires bioclastiques à Polypiers (*Siphonophyllia* et *Lophophyllidium vannieri*) et Foraminifères.

*Age* : biozone à Foraminifères Cf 4 $\alpha$ , partie inférieure du Moliénien, environnement de type périwaulsortien.

### Description des affleurements

Les observations de terrain faites sur la découverte occidentale non envoyée conduisent à différencier des calcaires à aspect assez massif et stratification confuse (VO<sub>3</sub>), surmontés par des calcaires à *Siphonophyllia* (VO<sub>1</sub>) en bancs assez irréguliers, parfois à débits lenticulaires avec diaclases syndiagénétiques. Des restes d'exploitation sont visibles en pierres volantes sur le plancher supérieur de la carrière. Il s'agit de calcaires noirs (VO<sub>2</sub>) avec intercalations de silt gréso-calcaireux modelé en rides et parfois à l'état de galets. Ce dernier ensemble carbonaté renferme une association de Polypiers à dominance de *Lophophyllidium vannieri* Vuillemin.

### Caractères pétrographiques

a) *Calcaires* à *Siphonophyllia* (VO<sub>1</sub>) (AP 8701, AP 8702, AP 8703).

Ce sont des dismicrites à bioclastes : foraminifères de taille variable, extrêmement nombreux (Earlandiidae, Pseudammodiscidae, Chernyshinellinae, Endothyriinae, Loebli-

chidae), calcisphères, kamaénides, ostracodes à valves fines ou épaisses, isolées ou encore engrenées, parfois micritisées, bryozaires, crinoïdes à bordure micritisée, fragments de tabulés. Des pellets s'ajoutent à ces éléments squelettiques. La phase de liaison devait être originellement une micrite, recristallisée par plages en sparite néomorphique.

b) *Calcaires massifs sous-jacents aux calcaires à "Siphonophyllia"* (VO<sub>3</sub>), (AP 8707, AP 8708).

Ils sont pétrographiquement identiques aux calcaires lités à *Siphonophyllia*. Il s'agit de dismicrites à bioclastes, contenant les mêmes formes de foraminifères, des crinoïdes plus épars et des pellets ; s'y ajoutent quelques rares quartz.

c) *Calcaires noirs* (VO<sub>2</sub>) (AP 8704, AP 8705, AP 8706).

Les niveaux carbonatés à polypiers sont des grainstones

à bioclastes : foraminifères (Earlandiidae, Chernyshinellinae, Endothyrinae), abondants crinoïdes de grande taille, faiblement micritisés sur les bords, avec recristallisation syntaxiale, fragments de brachiopodes partiellement recristallisés, autres débris coquilliers recristallisés non identifiables. Le ciment est sparitique. Les intercalations silto-gréseuses sont modelées par des rides d'oscillation et correspondent à des apports de sables fins sous l'effet de vagues à haute énergie, engendrées vraisemblablement lors des tempêtes. Ces sables sont constitués de quartz arrondis ou anguleux (médiane 70-80 microns), avec excroissances de silice, de phyllosilicates (muscovite, chlorite), de tourmaline parfois diagénétique ; les stratifications obliques des rides sont soulignées par l'alignement des minéraux opaques. Le ciment carbonaté représente au moins 25 % de l'ensemble. Il peut correspondre à la recristallisation de fines particules bioclastiques.

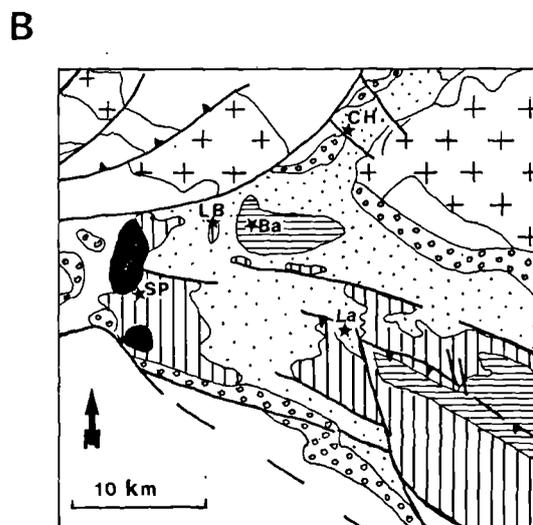
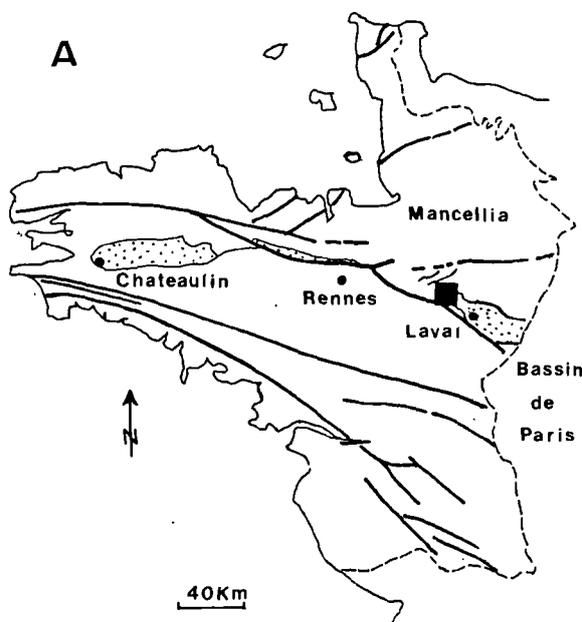


Fig. 1.

A : Localisation du bassin de Laval (en pointillé), dans le Massif Armoricain.

B : Carte géologique de la terminaison occidentale du bassin de Laval : La : Laval, Ba : La Baconnière, LB : Le Bourgneuf, SP : Saint-Pierre-la-Cour. 1 : Stéphanien ; 2 : Namurien ; 3 : Dinantien ; 4 : Siluro-dévonien ; 5 : Ordovicien ; 6 : Granites cadomiens ; 7 : Briovérien.

Fig. 1.

A : Location of the Laval Basin within the Armorican Massif. Between Laval and Chateaulin by small dinantian basins (dotted).  
B : Geological map of the western closure of the Laval Basin. See names and symbols above.

#### IV. — DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES ET PALÉOÉCOLOGIQUES

##### 1) Calcisphères et foraminifères (R.C.)

Les trois niveaux carbonatés (VO<sub>1</sub>, VO<sub>2</sub>, VO<sub>3</sub>) renfer-

ment le même assemblage, indiqué dans le tableau I. L'association est riche, mais assez peu variée. Quelques taxons dominent : *Condrustella modavensis*, *Paracaligelloides florennensis*, *Septabrunkiina* (*Spinobrunsiina*), *Paraendothyra* ex. gr. *cummingsi*. Les *Endothyra* n'ont guère fourni de spécimens identifiables spécifiquement. *Tetrataxis* et *Eotextularia diversa* sont rares.

CALCISPÈRES ET FORAMINIFÈRES	A	B	C	D	E
<i>Quasiumbella</i> sp.			cf.		
<i>Diplosphaerina inaequalis</i> (DERVILLE, 1931)	x	x	x	x	x
<i>Bisphaera irregularis</i> (BIRINA, 1948)	x				
<i>Earlandia moderata</i> (MALAKHOVA, 1954)	x	x	x	x	x
<i>Earlandia minor</i> (RAUSER, 1948)	x				
<i>Lugtonia</i> sp.				x	
<i>Lugtonia monilis</i> (MALAKHOVA, 1963)				x	
<i>Paracaligelloides florennensis</i> (CONIL & LYS, 1964)	x	x	x	x	x
<i>Brunsia</i> sp.	x	x	x		
<i>Septabrunsiina (Septabrunsiina)</i> sp.	x				
<i>Septabrunsiina (Spinobrunsiina)</i> sp.	x	x	x	x	x
<i>Septabrunsiina (Spinobrunsiina)</i> <i>implicata</i> subsp.	x	x			
<i>Lipinellina</i> sp.	x				
<i>Condrustella modavensis</i> (CONIL & LYS, 1967)	x	x	x	x	x
<i>Eotextularia diversa</i> (N. TCHERNYSHEVA, 1948)				x	
<i>Tetrataxis</i> sp.					x
<i>Endothyra</i> sp.	x	x	x	x	x
<i>Endothyra</i> ex gr. <i>Spira</i> (CONIL & LYS, 1964)	x				
<i>Endothyra modica</i> (CONIL & NAUM, 1982)					x
<i>Paraendothyra</i> sp.	x				
<i>Paraendothyra</i> ex gr. <i>cummingsi</i> (CONIL & LYS, 1964)	x	x	x	x	
<i>Eoendothyranopsis</i> sp.				cf.	
DIVERS					
<i>Girvanella wetheredi</i> CHAPMAN, 1907	x	x	x		
<i>Kamaena</i> sp.	x		x		
<i>Salebriidae</i>	x				x

Tableau I. — Assemblages de foraminifères observés dans les échantillons A, B, C, D, E, provenant des unités stratigraphiques VO<sub>1</sub>, VO<sub>2</sub>, VO<sub>3</sub>.

Table I. — Foraminifer associations within samples A, B, C, D, E, from the stratigraphical units VO<sub>1</sub>, VO<sub>2</sub>, VO<sub>3</sub>.

Malgré l'absence des guides traditionnels, on peut aisément rapporter cette association au Moliniacien inférieur tel qu'il est connu dans le Bassin franco-belge. Les *Paraendothyra*, les *Spinobrunsiina*, les *Lugtonia*, les *Endothyra* et les *Condrustella* possèdent les caractères reconnus à ce niveau.

Si l'on se réfère aux dernières données recensées en Belgique, la coexistence de *Lugtonia monilis* et de *Paraendothyra* ex gr. *cummingsi* situerait le Calcaire de la Viosne vers la base de la sous-zone C<sub>4</sub>α<sub>2</sub>, c'est-à-dire à l'extrême base du Viséen (6<sup>e</sup> Congrès Intern. Carb., 1967-9, I, p. 188 ; Conil et al., 1989). Aucune *Eoparastaffella* susceptible de confirmer cette position n'a cependant été rencontrée dans les quel-

ques échantillons étudiés. Les affinités avec le Bassin franco-belge paraissent évidentes bien que la faune de Viosne présente des particularités telles que l'absence (ou la rareté ?) de genres généralement bien représentés dans le Moliniacien : *Valvulinella*, *Pseudolituotuba*, *Spinoendothyra*, *Endospiroplectamina*, "dainellides", etc.

## 2) Coelentérés (C.V.)

### a) Associations coralliennes

Le gisement de la Viosne a livré deux associations coralliennes (Pl. IV et V) :

1° Dans les calcaires noirs VO<sub>2</sub>, Vuillemin (1989) a reconnu l'association à Plerophyllinae, petits polypiers solitaires atteignant 15 mm de diamètre maximum, dominée (à près de 80 % des Tétracoralliaires) par *Armophyllum vannieri* (Vuillemin) ; *Nominoephyllum lardeuxi* Vuillemin, *Proheterlasma (?) omaliusi* (Milne-Edwards et Haime) et *Cravenia rhytoides* Hudson constituent les 20 % de Tétracoralliaires restant, appartenant à cette association. *A. vannieri* et *N. lardeuxi* sont des formes endémiques dont la répartition est limitée à la carrière de la Viosne. Il faut noter que ces deux espèces appartiennent à des genres nouveaux : *Armophyllum* nov. gen. créé ici (voir diagnose ci-dessous) et *Nominoephyllum* Vuillemin, 1990. Ce dernier est une forme très particulière puisqu'elle présente six protoseptes exceptionnellement développés dont les extrémités remplissent la zone axiale sans se souder (voir Vuillemin, 1990 et ici Pl. II, fig. 2 et 3).

*P. (P.) omaliusi* est une forme très répandue en Eurasie, et *C. rhytoides* n'a été décrit jusqu'à présent qu'en Grande-Bretagne et dans le Massif Armoricaïn uniquement dans la carrière des Rochers (Argentré) et la carrière de la Viosne. Tous ces polypiers sont dépourvus de dissépinements et caractérisent un milieu calme (Vuillemin, 1989).

2° La seconde association : association à *Siphonophyllia* a été découverte dans les dismicrites à bioclastes VO<sub>1</sub>. Une seule espèce est présente : *Siphonophyllia* sp., grands polypiers solitaires à dissépinements, sans structure axiale, de forme externe cylindroïde. L'association à *Siphonophyllia* est très répandue dans le Massif Armoricaïn au Tournaisien supérieur et au Viséen inférieur (Vuillemin, 1990). Des espèces différentes, en fonction des gisements, peuvent composer cette association : *Siphonophyllia hettonensis* (Wilmore), *Siphonophyllia gigantea* (Michelin) et *S. aff. garwoodi* Ramsbottom et Mitchell. L'association à *Siphonophyllia* se rencontre dans un milieu à énergie faible à forte et à taux de sédimentation élevé.

### b) Etude systématique

Sous-ordre PLEROPHYLLINA Sokolov, 1960  
Famille LOPHOPHYLLIIDAE Moore et Jeffords, 1945  
Genre ARMOPHYLLUM nov.gen.

Espèce type : *Lophophyllidium (?) vannieri* Vuillemin, 1990.

Derivatio nominis : d'Armor = "Pays de la Mer", nom celtique de la Bretagne, a donné son nom au Massif Armoricaïn où ce polypier a été découvert.

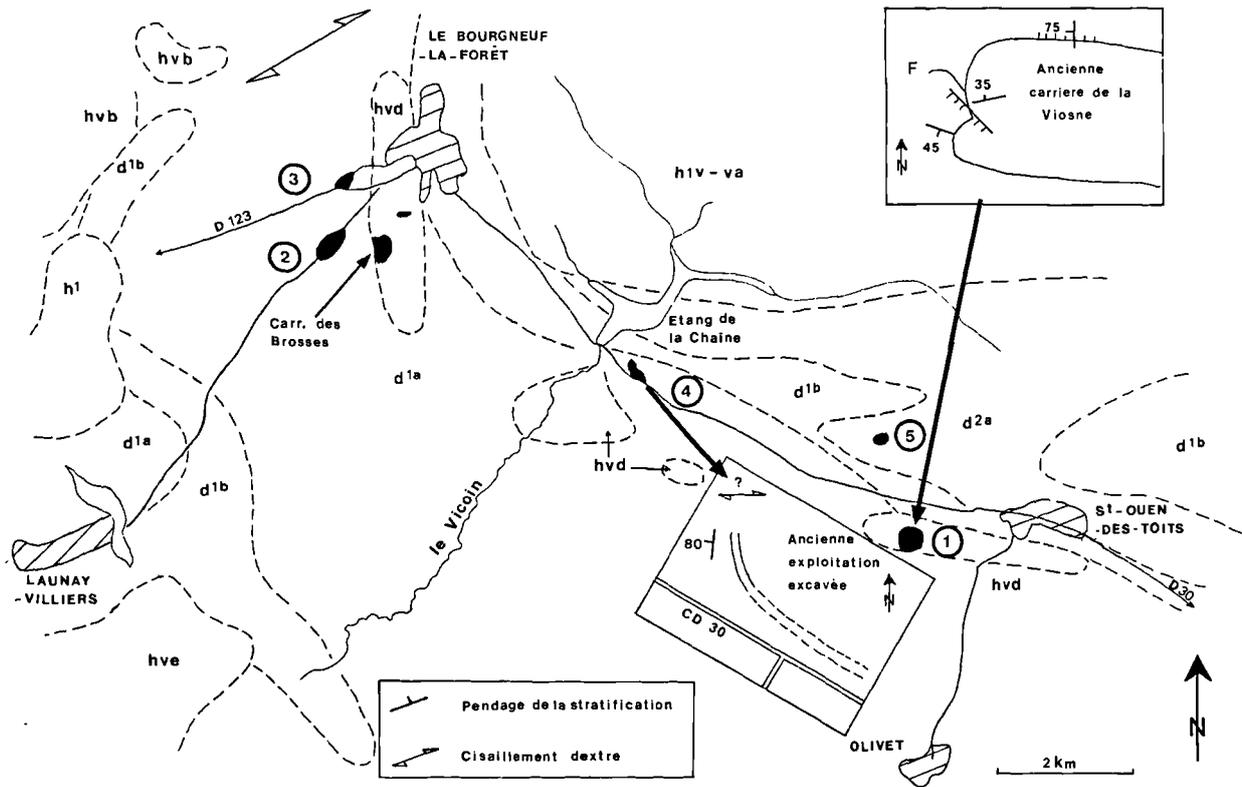


Fig. 2. — Localisation des affleurements et données structurales.

Les numéros entourés localisent les affleurements décrits dans le texte. Les symboles stratigraphiques sont ceux de la carte géologique à 1:80 000 (feuille de Laval) : h1=Stéphanien ; h1<sub>v-va</sub>=Schistes de Laval (Namurien-Viséen) ; hv<sub>b</sub>=Calcaire de Laval (Viséen) ; hv<sub>d</sub>=Calcaire noir de Sablé (Viséen) ; h<sub>ve</sub>=Culm inférieur ; d2a=Schistes, calcaires et grauwackes du Praguuien ; d1b=Grès à Dalmanella (Praguuien ?) ; d1a=Schistes et grès du passage Silurien-Dévonien, dont la Formation du Val (Pridoli).

Fig. 2. — Location of outcrops and structural data.

The enclosed numbers are referred into the text. Stratigraphical symbols are those of the 1:80 000 geological map (Laval sheet) : h1=Stephanian ; h1<sub>v-va</sub>=Laval Siltstones (Namurian to Viséan) ; hv<sub>b</sub>=Laval Limestone (Viséan) ; hv<sub>d</sub>=Sablé Limestone (Viséan) ; h<sub>ve</sub>=lower Culm ; d2a=Siltstones, limestones and greywackes (Praguian) ; d1b=Dalmanella Sandstone (Praguian ?) ; d1a=Siltstones and sandstones of Silurian to Devonian transition, encompassing the Val Formation (Pridoli).

**Diagnose :** petits polypiers simples, cétratoïdes. La columelle est grosse et arrondie (lamelles radiaires fusionnées). La fossule cardinale est bien marquée et le septe cardinal court. Les septes majeurs atteignent la columelle. Les planchers espacés sont subhorizontaux, puis s'inclinent vers la columelle, pour se redresser à son contact.

**Discussion :** ce genre est proche de *Lophophyllidium* Grabau, 1928 et de *Sinophyllum* Grabau, 1928 ; cependant, on note quelques différences importantes. Les planchers, chez *Armophyllum* nov. gen., sont horizontaux à proximité de la muraille externe, puis s'inclinent vers la columelle, au contact de laquelle ils peuvent se relever. En revanche, chez *Lophophyllidium* et *Sinophyllum*, les planchers s'inclinent vers la columelle dans la zone axiale. Un autre caractère important éloigne *Armophyllum* de *Lophophyllidium* et de *Sinophyl-*

*lum* : il s'agit d'un septe antipode renforcé relié à la columelle chez *Lophophyllidium* et *Sinophyllum*. Celui-ci est absent chez *Armophyllum*. A noter que *Sinophyllum* se différencie de *Lophophyllidium* par le développement de dissépinements (Poty 1982, p. 19).

Le genre *Rylstonia* Hudson et Platt, 1927, présente lui aussi une structure axiale volumineuse du type *Armophyllum*. Les autres caractères du genre *Rylstonia* permettent de le classer dans le sous-ordre Aulophyllina, et l'éloignent du genre *Armophyllum*.

Les différentes espèces de coraux étudiés : *Armophyllum vannieri* (Vuillemin), *Nomincoephyllum lardeuxi* Vuillemin, *Proheterelasma* (?) *omaliusi* (Milne-Edwards et Haime), *Cravenia rhytoides* Hudson, sont décrites par Vuillemin (1990).

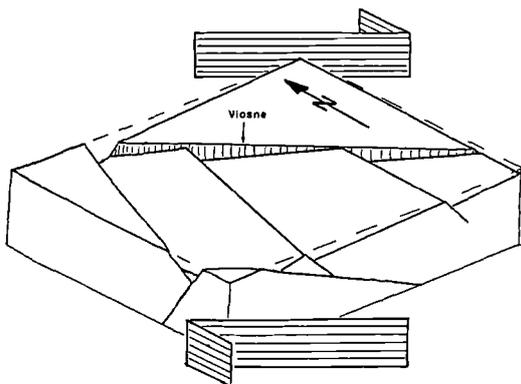


Fig. 3. — Schéma théorique des failles qui ont pu conditionner la sédimentation dinantienne. Une situation possible est proposée pour les Calcaires de la Viosne.

Fig. 3. — Sketch of a possible structural frame in agreement with the dinantian deposits. A peculiar site is suggested for the Viosne Limestone.

## V. — PALÉOENVIRONNEMENT ET CONCLUSION (A.P. et F.M.)

Les Calcaires de la Viosne correspondent à des dépôts bioclastiques fins, intermittents, permettant le développement de coraux durant les périodes de quiescence. La singularité de l'association de foraminifères et l'endémisme de certains taxons de polypiers indiquent un milieu isolé, bien qu'en communication avec le bassin franco-belge et l'Eurasie, comme l'atteste la présence de formes habituelles dans ces régions. L'isolement ménagé d'une partie de la marge carbonatée moliniacienne a pu être obtenu par des mouvements relatifs entre blocs voisins, mettant en jeu divers types de déplacements (translations, rotations). La figure 3 illustre une morphologie possible pour un platier qui isolerait temporairement, des domaines inondés par une très faible épaisseur d'eau, lors de la transgression générale du Viséen inférieur. Le modèle géométrique proposé s'accorderait avec le contexte décrochant dextre évoqué par Houlgatte *et al.* (1988).

*Remerciements.* — Les auteurs expriment leurs plus vifs remerciements à P. Semenoff, Tian. Chansry, F. Paris, D. Vachard, M<sup>me</sup> Corsin pour leurs aides variées et critiques constructives.

## RÉFÉRENCES CITÉES

- 1) BOZORGNIA F. (1973). — Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran. National Iranian Oil Company. *Geol. Lab. Pub.*, n° 4, p. 1-185, pl. I-XLV.
- 2) CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E. et RABU D. (1988). — Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, p. 815-829.
- 3) CONIL R., GROESSENS E., LALOUX M. et POTY E. (1989). — La limite Tournaisien-Viséen dans la région-type. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 112, 1, p. 177-189.
- 4) CONIL R., LONGERSTAEY P.J. et RAMSBOTTOM W.H.C. (1980). — Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XXX, p. 5-186, 30 pl.
- 5) CONIL R. et LYS M. (1964). — Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XXIII, 372 p., 33 fig., XLII pl., 2 dépl.
- 6) CONIL R., LYS M. et RAMSBOTTOM W. (1981). — Contribution à l'étude des foraminifères du Dinantien d'Europe occidentale. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XXXI, p. 255-275, 3 pl., 1 tabl.
- 7) DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. et LE GALL J. (1988). — L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, p. 801-814.
- 8) GRABAU A.W. (1928). — Palaeozoic Corals of China, Part I : Tetraeotata, Part II : Second Contribution to our knowledge of the Streptelasmoid Corals of China and adjacent territories. *Pal. Sinica*, B, II, 2, p. 1-175, pl. I-IV, Pékin.
- 9) GROESSENS E., CONIL R. et HENNEBERT M. (1982). — Le Dinantien du sondage de St-Ghislain. Stratigraphie et Paléontologie. *Mém. expl. cartes géol. min. Belg.*, Serv. géol. Belg., 22, 137 p., 27 pl., 5 tabl.
- 10) HOULGATTE E., LE HERISSE A., PELHATE A. et ROLET J. (1988). — Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, n° 1, p. 27-46, 12 fig., 1 pl. photo.
- 11) HUDSON R.G.S. et PLATT M.I. (1927). — On the Lower Carboniferous Corals : The development of *Rylstonia benecompecta*, gen. et sp. *Ann. and Mag. Nat. Hist.*, 9, XIX, p. 39-48, pl. I.
- 12) PAPROTH E. *et al.* (1983). — Bio- and Lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 106, p. 185-239.
- 13) PELHATE A. (1971). — Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif Armoricaïn. Thèse Etat, Rennes 1967. *Mém. Soc. géol. Miner. Bretagne*, 15, 315 p.

- 14) POTY E. (1982). — Recherche sur les Tétracoralliaires et Hétérocoralliaires du Viséen de Belgique. *Meded. Rijks. geol. Dienst.*, 35, 1, 161 p., 63 fig., 9 tabl.
- 15) ROLET J. (1984). — Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif Armoricain. *Ann. Soc. géol. Nord*, 103, p. 43-54.
- 16) ROY C. (1979). — Contribution à la connaissance de la flore du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval (Ouest de la France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Lyon I, 2 vol., 133 p., 16 pl. (inédit).
- 17) SHILO N.A., BOUCKAERT J., AFANSJEVA G.A., BLESS M.J.M., CONIL R., ERLANGER O.A., GAGIEV M.H., LAZAREV S.S., ONOPRIENLO Y.L., POTY E., RAZINA T.P., SIMAKOV K.V., SMIRNOVA L.V., STREEL M. & SWENNEN R. (1984). — Sedimentological and Paleontological atlas of the late Famennian and Tournaisian deposits in the Omolon region (NE-USSR). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 107, pp. 137-247, 4 fig., 3 tab., 32 pl.
- 18) VUILLEMIN C. (1990). — Les Tétracoralliaires (Rugosa) du Carbonifère inférieur du Massif Armoricain (France). Thèse d'Université, Rennes (1986). Les Cahiers de Paléontologie (section Invertébrés), éd. C.N.R.S.

### EXPLICATION DES PLANCHES

Tous les individus sont figurés à la même échelle, le trait vertical représentant 1 mm.

All specimen are figured at the same scale : the vertical bar is 1 mm.

#### PLANCHE III

RC : James Raphaël CONIL (†), Inst. de Géologie, Université catholique de Louvain, B 1348, LOUVAIN-LA-NEUVE, Belgique, déposées au Laboratoire de Paléontologie à Louvain-La-Neuve.

The RC references yield Conil's system : the first number is the slide number ; the second refers to the microphotograph.

Fig. 1 à 3. — *Paraendothyra ex. gr. cummingsi* (CONIL & LYS, 1964).

Ces spécimens diffèrent des formes typiques par leurs septa courts et par des loges un peu moins nombreuses, à un diamètre équivalent. Ce groupe est restreint aux sous-zones Cf4 $\alpha$ 2,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  dans le Bassin franco-belge, dans le Bassin de Campine et dans la Province Centrale des Iles Britanniques. Il comporte également des spécimens de petite taille avec un enroulement oscillant et une paroi relativement épaisse et bien grenue.

1. B, RC 22937. (23416).
2. E, RC 22931. (23400).
3. A, RC 22929. (23394).

Fig. 1 à 3. — *Paraendothyra ex. gr. cummingsi* (CONIL & LYS, 1964).

These specimen differ from typical forms by the shorter septa and the less numerous chambers for the same diameter. This group is restricted to the subzones Cf4 $\alpha$ 2,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  within the franco-belgian basin. There are also smaller specimen with oscillating coiling and relatively thick and well granular wall.

Fig. 4. — *Paraendothyra sp.*  
C, RC 22938. (23420).

Fig. 4. — *Paraendothyra sp.*

Fig. 5. — *Endothyra sp.*

Spécimen d'allure typiquement viséenne, assez proche d'*Omphalotis minima* RAUS. & REITL. du Moliniacien (Cf 4 $\beta$  ; GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982, pl. V, 122). Sa paroi est cependant mince et sa taille plus petite.  
C, RC 22931. (23403).

Fig. 5. — *Endothyra sp.*

Typically "visean-looked" specimen, relatively similar to *Omphalotis minima* RAUS. & REITL. from Moliniacian beds. The former has a thinner wall and a smaller size than the later.

Fig. 6 et 7. — *Endothyra sp.*

Des spécimens comparables ont été récemment observés dans les faciès périwaulsortiens de Dinant (Dinant 10, synclinal de Freyr ; voir *End. freyri* CONIL & LYS, 1964, fig. 581. Ce niveau rapporté autrefois au Tn3b se situe dans la partie basale du Moliniacien (cf. 4 $\alpha$  1).

6. D, RC 22932. (23404).
7. B, RC 22930. (23396).

Fig. 6 and 7. — *Endothyra sp.*

Similar specimen were recently observed within the periwaulsortian facies in Dinant area. This level was formerly attributed to Tn3B and is now located within the basal part of the Moliniacian (Cf. 4 $\alpha$  1).

Fig. 8. — *Lipinellina sp.*

A, RC 22934. (23830).

Fig. 8. — *Lipinellina sp.*

Fig. 9 à 13. — *Septabrunsiina (Spinobrunsiina) implicata* (CONIL & LYS, 1968) subsp. indéterminé.

Spécimens montrant à la fois une tendance à l'alignement (subsp. *subsyrmetrica* VDOVENKO, 1970) et à l'empatement crustal (subsp. *inducta* SOLOVJEVA, 1972) (voir GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982, p. 48).

9. D, RC 22932. (23405).
10. C, RC 22938. (23417).
12. C, RC 22931. (23388).
13. D, RC 22940. (23423).

Fig. 9 at 13. — *Septabrunsiina (Spinobrunsiina) implicata* (CONIL & LYS, 1968) subsp. indéterminé.

Specimen exhibiting trends to a planispiral coiling (subsp. *subsyrmetrica* VDOVENKO, 1970), or to a crustal thickening (subsp. *inducta* SOLOVJEVA, 1972) (voir GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982, p. 48).

- Fig. 14. — *Septabrunsiina* (*Spinobrunsiina*) sp.  
Le dernier demi-tour recoupe une arche couchée donnant figure de chomata (CONIL, LONGERSTAEY *et al.*, 1980, p. 14).  
B, RC 22936. (23415).
- Fig. 14. — *Septabrunsiina* (*Spinobrunsiina*) sp.  
*The last half-whorl cut a supplementary deposit which can be confused with chomata.*
- Fig. 15 à 17. — *Septabrunsiina* (*Spinobrunsiina*) *implicata* (CONIL & LYS, 1968) subsp. indét.  
Spécimens montrant le même caractère que ceux des figures 9 à 13. La différence, mineure, ne porte que sur la taille.  
15. D, RC 22940. (23422).  
16. C, RC 22931. (23401).  
17. C, RC 22938. (23419).
- Fig. 15 at 17. — *Septabrunsiina* (*Spinobrunsiina*) *implicata* (CONIL & LYS, 1968) subsp. indét.  
*Specimen identical to those from fig. 9 - 13, but with a small size.*
- Fig. 18. — cf. *Eoendothyransopsis* sp.  
E, RC 22933. (23408).
- Fig. 18. — cf. *Eoendothyransopsis* sp.
- Fig. 19. — *Endothyra modica* CONIL & NAUM, 1982 (in GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982).  
E, RC 22941. (23425).
- Fig. 19. — *Endothyra modica* CONIL & NAUM, 1982 (in GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982).
- Fig. 20. — *Lugtonia* aff. *monilis* (MALAKHOVA, 1963).  
Diffère de l'espèce type par une taille de moitié moindre. La morphologie du test est néanmoins identique. Les *Lugtonia* géantes sont particulièrement communes à la base du Moliniacien (Cf4 $\alpha$ 1 - base Cf4 $\alpha$ 2).  
E, RC 22941. (23425).
- Fig. 20. — *Lugtonia* aff. *monilis* (MALAKHOVA, 1963).  
*Differs from type-species by a smaller size, but the shape of the test is identical. Giant Lugtonia are peculiarly abundant at the base of Moliniacian (Cf4 $\alpha$ 1 - base Cf4 $\alpha$ 2).*
- Fig. 21 à 24. — *Condrustella modavensis* (CONIL & LYS, 1967).  
Cette espèce connue dans les zones Cf2 à Cf4 présente une variabilité considérable dont les extrêmes ont été figurés. (BOZORGNIA, 1973, VIII, fig. 4-5 : CONIL, LYS *et al.*, 1981, fig. 33 ; GROESSENS, CONIL *et al.*, 1982, XII, fig. 19-21 ; SHILO, BOUCKAERT *et al.*, 1984, fig. 154-157).  
21. D, RC 22932. (23406).  
22. E, RC 22933. (23407).  
23. B, RC 22930. (23395).  
24. C, RC 22931. (23399).
- Fig. 21 at 24. — *Condrustella modavensis* (CONIL & LYS, 1967).  
*This species is known within the Cf2 to Cf4 zones and shows a very important variability ; the most different shapes are figured here.*

PLANCHE IV.

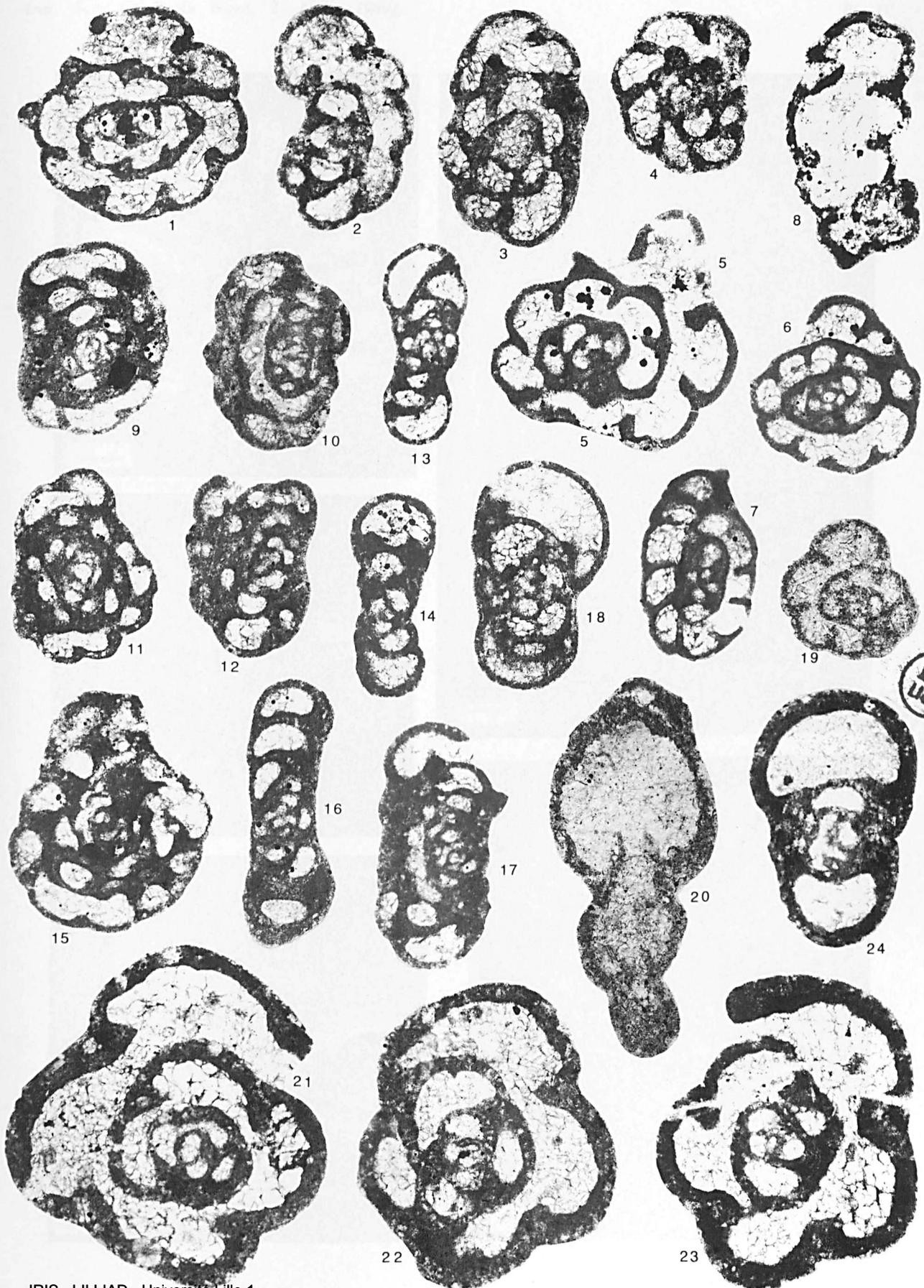
- Fig. 1. — *Proheterelasma* (?) *omaliusi* (MILNE-EDWARDS & HAINE 1851), IGR 35703, section transversale.
- Fig. 1. — *Proheterelasma* (?) *omaliusi* (MILNE-EDWARDS & HAINE 1851), IGR 35703, transverse section.
- Fig. 2 et 3. — *Nominoephyllum lardeuxi* VUILLEMIN, 1990.  
2 a-b : Paratype IGR 35683, sections transversales.  
3 a-b : Holotype IGR 35682, sections transversales.
- Fig. 2 and 3. — *Nominoephyllum lardeuxi* VUILLEMIN, 1990.  
2 a-b : Paratype IGR 35683, all sections are transverse.  
3 a-b : Holotype IGR 35682, all sections are transverse.

PLANCHE V.

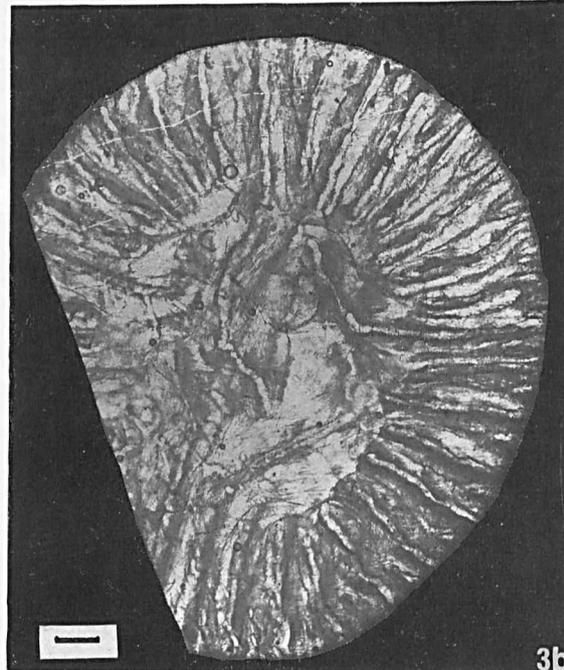
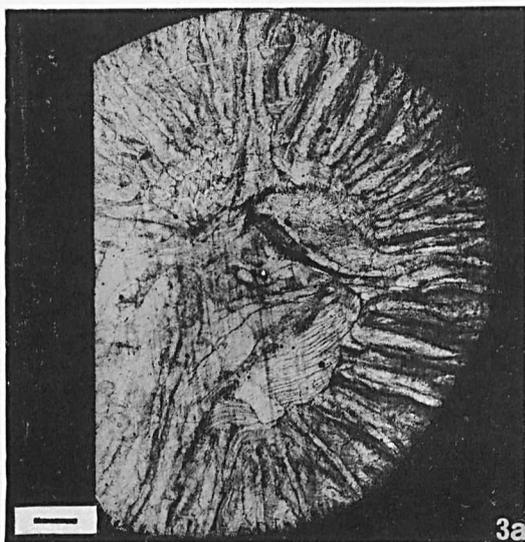
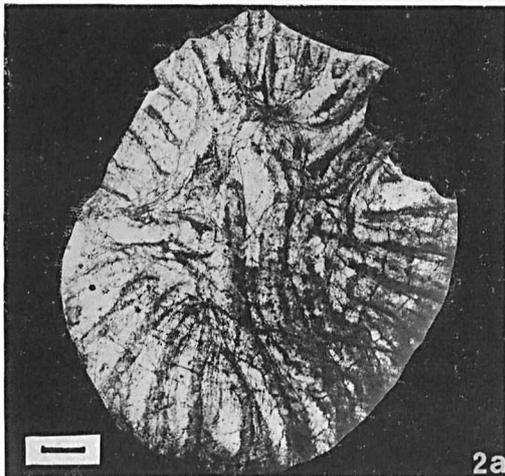
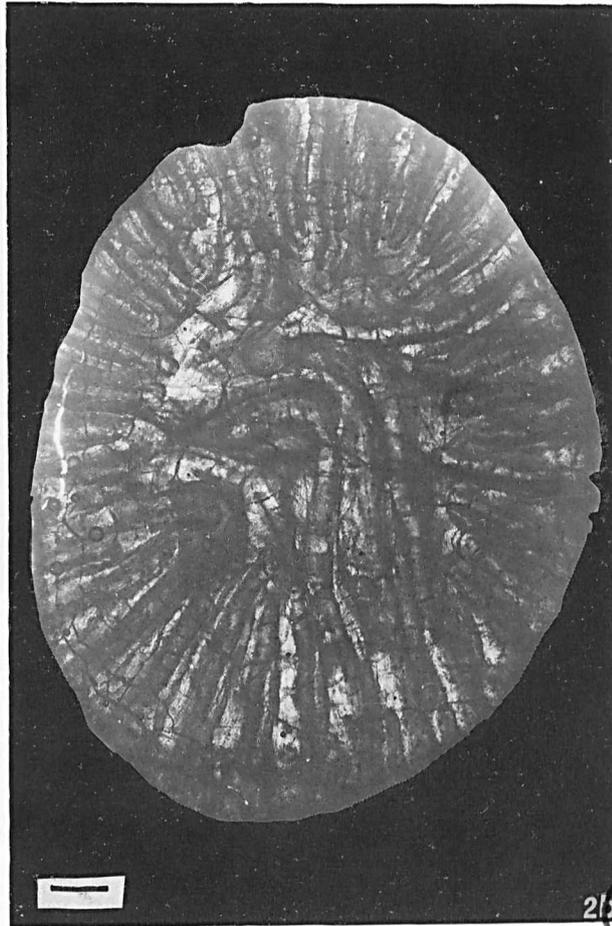
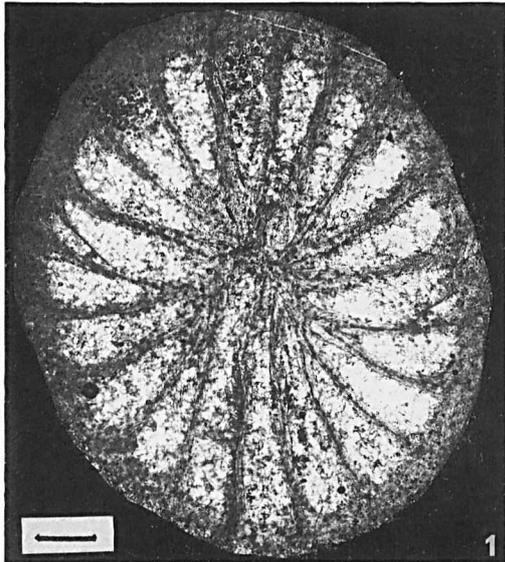
- Fig. 1a à 1f. — *Armophyllum vannieri* (VUILLEMIN 1990), Holotype IGR 35608 :  
Fig. 1a : section transversale.  
Fig. 1b : détail de la columelle de la section précédente.  
Fig. 1c : section transversale dans le calice.  
Fig. 1d : détail de la columelle de la section précédente, on distingue la lame axiale et les lamelles radiales fusionnées.  
Fig. 1e : section longitudinale.  
Fig. 1f : détail d'un plancher de la section précédente.
- Fig. 1a at 1f. — *Armophyllum vannieri* (VUILLEMIN 1990) n. gen., Holotype IGR 35608 :  
Fig. 1a : transverse section.  
Fig. 1b : detail of the columella from the preceding section.  
Fig. 1c : transverse section through the calice.  
Fig. 1d : detail of the columella from the preceding section ; the axial lamellae and the coalescent radial lamellae are clearly visible.  
Fig. 1e : longitudinal section.

PLANCHE VI.

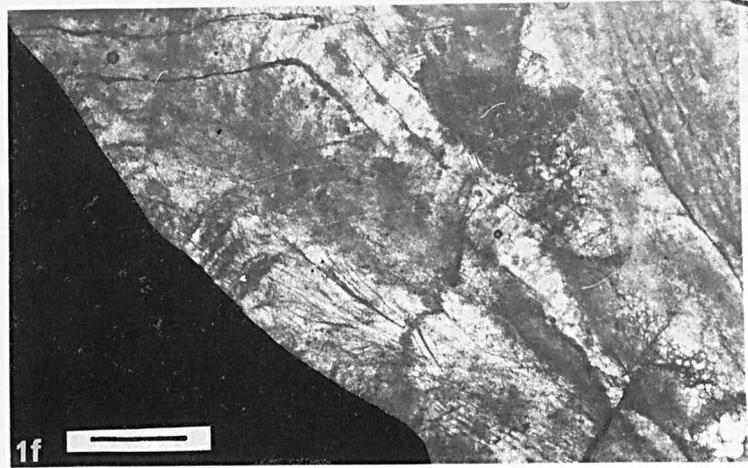
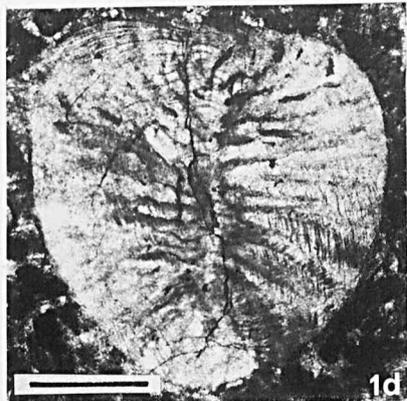
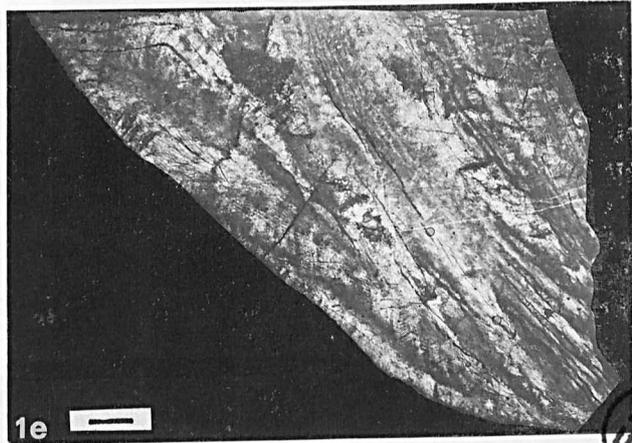
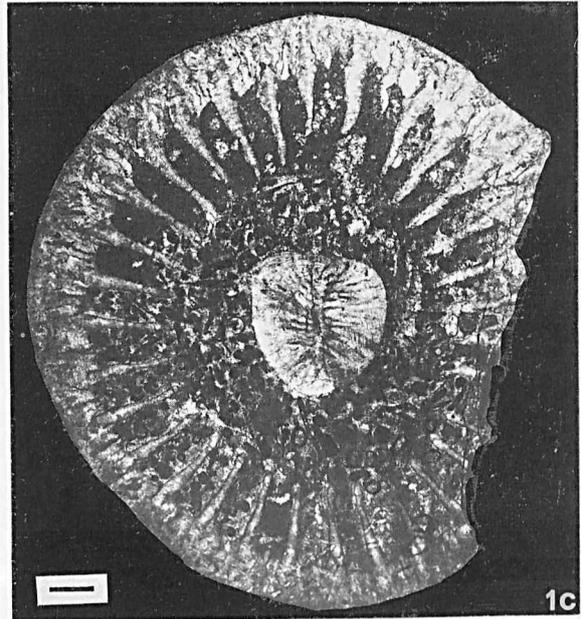
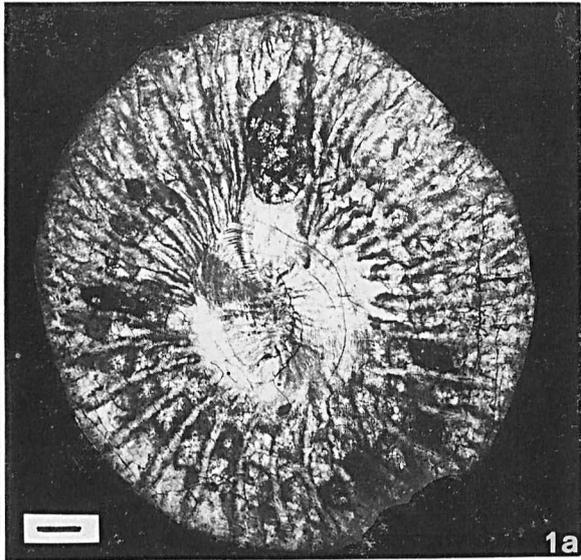
- Fig. 1 et 2. — *Armophyllum vannieri* (VUILLEMIN 1990), Paratypes.  
1 : IGR 35611, a : section transversale ;  
b : détail de la columelle précédente.  
2 : IGR 35604, stade jeune, section transversale.
- Fig. 1 and 2. — *Armophyllum vannieri* (VUILLEMIN 1990) n. gen., Paratypes.  
1 : IGR 35611, a : transverse section ;  
b : detail of the columella from the preceding section.  
2 : IGR 35604, juvenile state, transverse section.
- Fig. 3 et 4. — *Cravenia rhythoides* (HUDSON 1928).  
3 : IGR 35692, section transversale.  
4 : IGR 35695, a : section transversale ;  
b : section longitudinale.
- Fig. 3 and 4. — *Cravenia rhythoides* (HUDSON 1928).  
3 : IGR 35692, transverse section.  
4 : IGR 35695, a : transverse section ;  
b : longitudinal section.



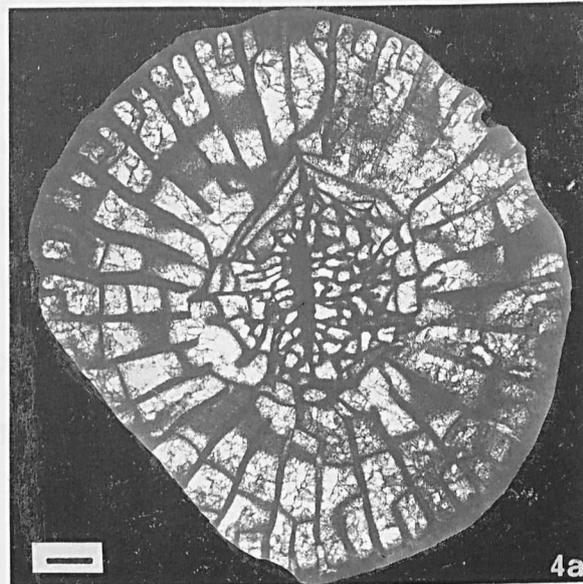
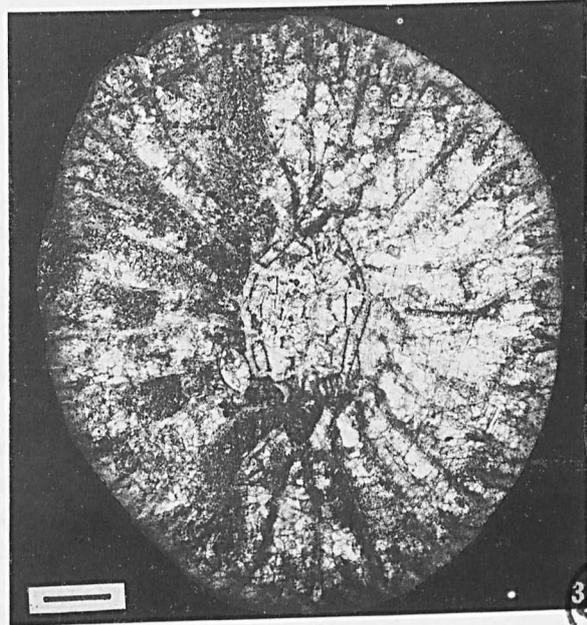
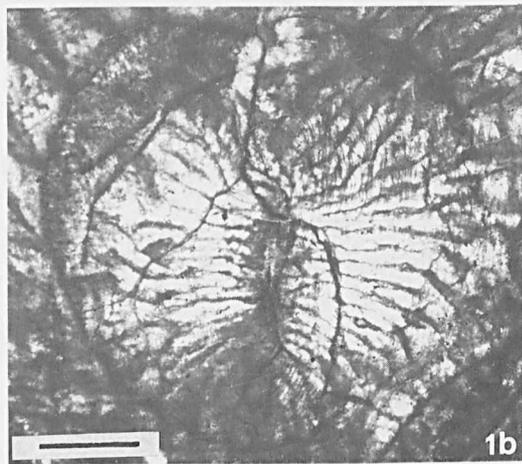
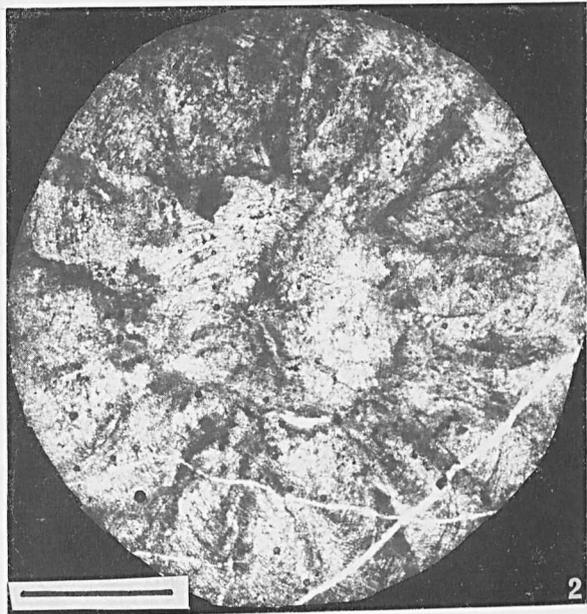
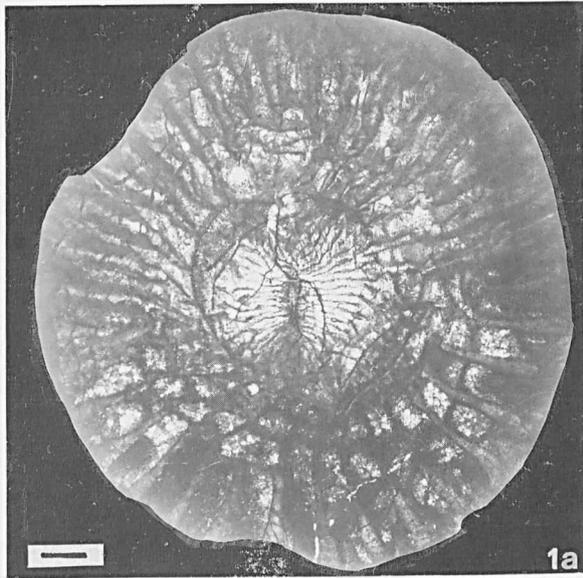














ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

---

TABLE DES MATIÈRES

Tome CIX (1989)

---

**Activité de la Société**

Assemblées ordinaires : 11 janvier 1989, p. 183 ; 1<sup>er</sup> février 1989, p. 183 ; 1<sup>er</sup> mars 1989, p. 183 ; 7 juin 1989, p. 184 ; 8 novembre 1989, p. 184 ; 6 décembre 1989, p. 184.

Assemblée extraordinaire : 1<sup>er</sup> mars 1989, p. 183.

Séance spécialisée "Géologie et aménagement régional" : 26-27 avril 1989, p. 183.

Election de nouveaux membres : p. 183 et 184.

**Géologie appliquée et aménagement régional**

- F. MAUROY et F. Van LAETHEM. — Métro de Lille - Ligne 1 Bis. Mouvement du sol autour de l'excavation du tunnel, p. 5.
- A. DUWICQUET et Y. HULO. — Dimensionnement des ouvrages de soutènement dans la craie. Problème de l'évaluation des caractéristiques mécaniques de la craie. Exemple du parking souterrain de l'Hôtel de la D.D.E. à Lille, p. 9.
- O. ROUZEAU. — Contribution de la télédétection spatiale à la connaissance de l'anomalie thermique du forage géothermique de Condé-sur-Escaut (France), p. 15.
- A. KHATIR et F. GUILLOT. — Géologie structurale et exploitation de carrière en Avesnois (massif ardennais : Nord, France), p. 21.
- E. MERCIER, A. BOUQUILLON et S. BACROT. — La sédimentation dans deux étangs de la vallée de la Sensée (Nord de la France), p. 25.
- J. RICOUR. — Les friches industrielles et la gestion du sous-sol. Analyses des contraintes à prendre en compte dans le cadre d'un plan de réhabilitation, p. 33.
- P. GODEFROY et J. LEPLAT. — Evaluation de l'aléa sismique dans le cadre d'études des dangers d'installations industrielles à haut risque de la région Nord - Pas-de-Calais, p. 39.
- P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, K. WALRAEVENS et W. de BREUCK. — Simulation d'une pollution aux environs d'un dépôt de déchets, p. 49.
- L. LEBBE, K. WALRAEVENS, P. Van BURM et W. de BREUCK. — L'évolution de la distribution des eaux douces et salées dans la nappe libre de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française, p. 55.
- M. JOURNEZ et H. MAILLOT. — Protection des nappes. Evacuation des eaux pluviales d'une nouvelle zone urbaine par infiltration : y a-t-il systématiquement antagonisme ?, p. 67.
- K. WALRAEVENS, P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, M. de CEUKELAIRE et W. de BREUCK. — Modélisation hydrodynamique des nappes aquifères du socle paléozoïque et du Landénien dans les Flandres belge et française, p. 73.

- J.P. BOUE. — La nappe de la craie utilisée comme source froide de pompes à chaleur, p. 87.
- P. CELET, D. BERNARD, J. FIEVET et H. MAILLOT. — Vulnérabilité de la nappe de la craie dans le Nord de la France, p. 93.
- B. GUERIN et J.Y. CAOUS. — Expérience de dénitrification par bassin d'infiltration près du champ captant de la Communauté Urbaine de Lille à Emmerin (Nord), p. 101.
- C. PREAUX. — Pollution des eaux souterraines par les nitrates d'origines agricoles et urbaines. Bilan sur l'arrondissement de Cambrai (Nord - France), p. 107.
- H. MAILLOT. — Assainissement, épuration et ressources en eau potable : apports des recherches de géophysique appliquée dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 113.
- D. BERNARD et P. CAULIER. — Exploitation d'eau souterraine potable dans la nappe de la craie en position captive dans le Nord - Pas-de-Calais, p. 121.
- T. DUBREUCQ. — Etude sommaire d'ouvrages de défense contre la mer de la baie de l'Authie, p. 125.
- G. de MOOR et J. LANCKNEUS. — Stabilité et apports sédimentaires sur les bancs de Flandre, p. 129.
- N. CRAMPON, A. LEVASSOR, J.P. COLBEAUX, G. POREL, A. CHESNEAU et D. GUYOT-SIONNEST. — Tunnel sous la Manche ou tunnel dans les eaux souterraines ?, p. 141.
- P. CAULIER, H. MAILLOT et C. PREAUX. — Application de la photogéologie et de la géophysique à la recherche de ressources en eau dans la craie à la limite Avesnois-Cambrésis (France), p. 151.
- P. DOREMUS, Y. QUINIF et J.M. CHARLET. — La cartographie radon des eaux naturelles appliquée à la détermination de zones à risques domestiques de pollution par le radon (cas de la région de Monceau en Ardenne, Belgique), p. 157.
- P. SIX, J.P. PREZ et D. DARMENDRAIL, avec la coll. de G. BREDA et D. LEROUX. — Aspects réglementaires et problèmes posés par l'élimination des produits de curage des cours d'eau, p. 169.
- H. DENUDT et J. RICOUR. — Vieillessement du parc de forages et conditions d'abandon des ouvrages de production d'eau dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 175.

### Hydrologie

- L. LEBBE, K. WALRAEVENS, P. Van BURM et W. de BREUCK. — L'évolution de la distribution des eaux douces et salées dans la nappe libre de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française, p. 55.
- M. JOURNEZ et H. MAILLOT. — Protection des nappes. Evacuation des eaux pluviales d'une nouvelle zone urbaine par infiltration : y a-t-il systématiquement antagonisme ?, p. 67.
- K. WALRAEVENS, P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, M. de CEUKELAIRE et W. de BREUCK. — Modélisation hydrodynamique des nappes aquifères du socle paléozoïque et du Landénien dans les Flandres belge et française, p. 73.
- J.P. BOUE. — La nappe de la craie utilisée comme source froide de pompes à chaleur, p. 87.
- P. CELET, D. BERNARD, J. FIEVET et H. MAILLOT. — Vulnérabilité de la nappe de la craie dans le Nord de la France, p. 93.
- B. GUERIN et J.Y. CAOUS. — Expérience de dénitrification par bassin d'infiltration près du champ captant de la Communauté Urbaine de Lille à Emmerin (Nord), p. 101.
- C. PREAUX. — Pollution des eaux souterraines par les nitrates d'origines agricoles et urbaines. Bilan sur l'arrondissement de Cambrai (Nord - France), p. 107.
- H. MAILLOT. — Assainissement, épuration et ressources en eau potable : apports des recherches de géophysique appliquée dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 121.
- D. BERNARD et P. CAULIER. — Exploitation d'eau souterraine potable dans la nappe de la craie en position captive dans le Nord - Pas-de-Calais, p. 73.
- N. CRAMPON, A. LEVASSOR, J.P. COLBEAUX, G. POREL, A. CHESNEAU et D. GUYOT-SIONNEST. — Tunnel sous la Manche ou tunnel dans les eaux souterraines ?, p. 141.
- P. CAULIER, H. MAILLOT et C. PREAUX. — Application de la photogéologie et de la géophysique à la recherche de ressources en eau dans la craie à la limite Avesnois-Cambrésis (France), p. 151.

### Sédimentologie

- E. MERCIER, A. BOUQUILLON et S. BACROT. — La sédimentation dans deux étangs de la vallée de la Sensée (Nord de la France), p. 25.
- T. DUBREUCQ. — Etude sommaire d'ouvrages de défense contre la mer de la Baie de l'Authie, p. 125.
- G. de MOOR et J. LANCKNEUS. — Stabilité et apports sédimentaires sur les bancs de Flandre, p. 129.
- N. BEUN. — Le milieu de sédimentation des gypses jurassico-crétacés en Meseta marocaine : principaux caractères et recherche d'un modèle, p. 215.

### Géodynamique et Géologie structurale

- F. THIÉBAULT. — Interprétation des données géochimiques concernant les metabasites associées à la Nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridional, Grèce). Site géodynamique de mise en place, p. 193.
- F. BRODKOM. — Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et de St-Pierre-La-Cour (Dinantien du Synclinorium de Laval, France), p. 223.

### Paléozoïque

- A. KHATIR et F. GUILLOT. — Géologie structurale et exploitation de carrière en Avesnois (massif ardennais : Nord, France), p. 21.
- K. WALRAEVENS, P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, M. de CEUKELAIRE et W. de BREUCK. — Modélisation hydrodynamique des nappes aquifères du socle paléozoïque et du Landénien dans les Flandres belge et française, p. 73.
- D. VACHARD et F. FADLI. — Foraminifères, Algues et Pseudo-algues du Viséen du massif des Mdakra (Maroc), p. 185.
- J.M. DEGARDIN, J. BLAISE, E. BOUYX et F. PARIS. — Nouvelles données biostratigraphiques sur la Formation de Kentville dans le secteur de Fales River, en Nouvelle-Ecosse (Graptolites, Conodontes et Chitinozoaires du Silurien supérieur de la Zone de Meguma, Appalaches Septentrionales, Canada), p. 207.
- F. BRODKOM. — Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et de St-Pierre-La-Cour (Dinantien du Synclinorium de Laval, France), p. 223.
- A. PELHATE, R. CONIL (†), C. VUILLEMIN et F. MEILLIEZ. — Les calcaires de la Viosne (Mayenne) : un milieu endémique en terminaison occidentale du bassin de Laval (Massif Armoricaire, France) au Moliniacien (Viséen inférieur), p. 237.

### Mésozoïque

- J.P. BOUE. — La nappe de la craie utilisée comme source froide de pompes à chaleur, p. 87).
- P. CELET, D. BERNARD, J. FIEVET et H. MAILLOT. — Vulnérabilité de la nappe de la craie dans le Nord de la France, p. 93.
- H. MAILLOT. — Assainissement, épuration et ressources en eau potable : apports des recherches de géophysique appliquée dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 121.
- D. BERNARD et P. CAULIER. — Exploitation d'eau souterraine potable dans la nappe de la craie en position captive dans le Nord - Pas-de-Calais, p. 73.
- P. CAULIER, H. MAILLOT et C. PREAUX. — Application de la photogéologie et de la géophysique à la recherche de ressources en eau dans la craie à la limite Avesnois-Cambrésis (France), p. 151.
- N. BEUN. — Le milieu de sédimentation des gypses jurassico-crétacés en Meseta marocaine : principaux caractères et recherche d'un modèle, p. 215.

### Cénozoïque

- K. WALRAEVENS, P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, M. de CEUKELAIRE et W. de BREUCK. — Modélisation hydrodynamique des nappes aquifères du socle paléozoïque et du Landénien dans les Flandres belge et française, p. 73.

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

---

TABLE DES PLANCHES

Tome CIX (1989)

---

- Pl. I. — Microfossiles du Viséen du Maroc (note de D. VACHARD et D. FADLI).  
Pl. II. — Chitinozoaires et Conodontes de Nouvelle-Ecosse (note de DEGARDIN *et al.*).  
Pl. III, IV, V, VI. — Faune de Foraminifères et de Coraux dans le Viséen inférieur (note de PELHATE *et al.*).

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

TABLE ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS

Tome CIX (1989)

- S. BACROT. — Voir E. MERCIER *et al.*, p. 25.
- D. BERNARD et P. CAULIER. — Exploitation d'eau souterraine potable dans la nappe de la craie en position captive dans le Nord - Pas-de-Calais, p. 121.
- D. BERNARD. — Voir P. CELET *et al.*, p. 93.
- N. BEUN. — Le milieu de sédimentation des gypses jurassico-crétacés en Meseta marocaine : principaux caractères et recherche d'un modèle, p. 215.
- J. BLAISE. — Voir J.M. DEGARDIN *et al.*, p. 207.
- J.P. BOUE. — La nappe de la craie utilisée comme source froide de pompes à chaleur, p. 87.
- A. BOUQUILLON. — Voir E. MERCIER, p. 25.
- E. BOUYX. — Voir J.M. DEGARDIN *et al.*, p. 207.
- G. BREDA. — Voir P. SIX *et al.*, p. 169.
- F. BRODKOM. — Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et de St-Pierre-La-Cour (Dinantien, du Synclinorium de Laval, France, p. 223).
- J.Y. CAOUS. — Voir B. GUERIN et J.Y. CAOUS, p. 101.
- P. CAULIER, H. MAILLOT et C. PREAUX. — Application de la photogéologie et de la géophysique à la recherche de ressources en eau dans la craie à la limite Avesnois-Cambrésis (France), p. 151.
- P. CAULIER. — Voir D. BERNARD et P. CAULIER, p. 121.
- P. CELET, D. BERNARD, J. FIEVET et H. MAILLOT. — Vulnérabilité de la nappe de la craie dans le Nord de la France, p. 93.
- J.M. CHARLET. — Voir P. DOREMUS *et al.*, p. 157.
- A. CHESNEAU. — Voir N. CRAMPON *et al.*, p. 141.
- J.P. COLBEAUX. — Voir N. CRAMPON *et al.*, p. 141.
- R. CONIL(†). — Voir A. PELHATE *et al.*, p. .
- N. CRAMPON, A. LEVASSOR, J.P. COLBEAUX, G. POREL, A. CHESNEAU et D. GUYOT-SIONNEST. — Tunnel sous la Manche ou tunnel dans les eaux souterraines ? L'aspect hydrogéologique des travaux dans le domaine continental français, p. 141.
- R. DARMENDRAIL. — Voir P. SIX *et al.*, p. 169.
- W. de BREUCK. — Voir P. Van BURM *et al.*, p. 49.
- W. de BREUCK. — Voir L. LEBBE *et al.*, p. 55.
- W. de BREUCK. — Voir K. WALRAEVENS *et al.*, p. 73.
- M. de CEUKELAIRE. — Voir K. WALRAEVENS *et al.*, p. 73.

- G. de MOOR et J. LANCKNEUS. — Stabilité et apports sédimentaires sur les bancs de Flandre, p. 129.
- J.M. DEGARDIN, J. BLAISE, E. BOUYX et F. PARIS. — Nouvelles données biostratigraphiques sur la formation de Kentville dans le secteur de Fales River, en Nouvelle-Ecosse (Graptolites, Conodontes et Chitinozoaires du Silurien Supérieur de la Zone de Méguma, Appalaches Septentrionales, Canada), p. 4.
- H. DENUDT et J. RICOUR. — Vieillessement du parc de forages et conditions d'abandon des ouvrages de production d'eau dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 175.
- P. DOREMUS, Y. QUINIF et J.M. CHARLET. — La cartographie radon des eaux naturelles appliquées à la détermination de zones à risques domestiques de pollution par le radon (cas de la région de Monceau en Ardenne, Belgique), p. 157.
- T. DUBREUCQ. — Etude sommaire d'ouvrages de défense contre la mer de la baie de l'Authie, p. 125.
- A. DUWICQUET et Y. HULO. — Dimensionnement des ouvrages de soutènement dans la craie. Problème de l'évaluation des caractéristiques mécaniques de la craie. Exemple du parking souterrain de l'Hôtel de la D.D.E. à Lille, p. 9.
- D. FADLI. — Voir D. VACHARD et D. FADLI, p. 185.
- J. FIEVET. — Voir P. CELET *et al.*, p. 93.
- P. GODEFROY et J. LEPLAT. — Evaluation de l'aléa sismique dans le cadre d'études des dangers d'installations industrielles à haut risque de la région Nord - Pas-de-Calais, p. 39.
- B. GUERIN et J.Y. CAOUS. — Expérience de dénitrification par bassin d'infiltration près du champ captant de la Communauté Urbaine de Lille à Emmerin (Nord), p. 101.
- F. GUILLOT. — Voir A. KHATIR et F. GUILLOT, p. 21.
- D. GUYOT-SIONNEST. — Voir N. CRAMPON *et al.*, p. 141.
- Y. HULO. — Voir A. DUWICQUET et Y. HULO, p. 9.
- M. JOURNEZ et H. MAILLOT. — Protection des nappes. Evacuation des eaux pluviales d'une nouvelle zone urbaine par infiltration : y a-t-il systématiquement antagonisme ?, p. 67.
- A. KHATIR et F. GUILLOT. — Géologie structurale et exploitation de carrière en Avesnois (massif ardennais : Nord, France), p. 21.
- J. LANCKNEUS. — Voir G. de MOOR et J. LANCKNEUS, p. 129.
- L. LEBBE, K. WALRAEVENS, P. Van BURM et W. de BREUCK. — L'évolution de la distribution des eaux douces et salées dans la nappe libre de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française, p. 55.
- L. LEBBE. — Voir P. Van BURM *et al.*, p. 49.
- L. LEBBE. — Voir K. WALRAEVENS *et al.*, p. 73.
- J. LEPLAT. — Voir P. GODEFROY *et al.*, p. 39.
- D. LEROUX. — Voir P. SIX *et al.*, p. 169.
- A. LEVASSOR. — Voir N. CRAMPON *et al.*, p. 141.
- H. MAILLOT. — Assainissement, épuration et ressources en eau potable : apports des recherches de géographie appliquée dans la région Nord - Pas-de-Calais, p. 113.
- H. MAILLOT. — Voir M. JOURNEZ et H. MAILLOT, p. 67.
- H. MAILLOT. — Voir P. CELET *et al.*, p. 93.
- H. MAILLOT. — Voir P. CAULIER *et al.*, p. 151.
- F. MAUROY et F. Van LAETHEM. — Métro de Lille - Ligne 1 Bis. Mouvement du sol autour de l'excavation du tunnel, p. 5.
- F. MEILLIEZ. — Voir A. PELHATE *et al.*, p. 237.
- E. MERCIER, A. BOUQUILLON et S. BACROT. — La sédimentation dans deux étangs de la vallée de la Sensée (Nord de la France), p. 25.

- F. PARIS. — Voir J.M. DEGARDIN *et al.*, p. 207.
- A. PELHATE, R. CONIL(†), C. VUILLEMIN et F. MEILLIEZ. — Les calcaires de la Viosne (Mayenne) : un milieu endémique en terminaison occidentale du bassin de Laval (Massif Armoricaïn, France) au Moliniacien (Viséen inférieur), p. 237.
- G. POREL. — Voir N. CRAMPON *et al.*, p. 141.
- C. PREAUX. — Pollution des eaux souterraines par les nitrates d'origines agricoles et urbaines. Bilan sur l'arrondissement de Cambrai (Nord - France), p. 107.
- J.P. PREZ. — Voir P. SIX *et al.*, p. 169.
- Y. QUINIF. — Voir P. DOREMUS *et al.*, p. 157.
- J. RICOUR. — Les friches industrielles et la gestion du sous-sol. Analyses des contraintes à prendre en compte dans le cadre d'un plan de réhabilitation, p. 33.
- O. ROUZEAU. — Contribution de la télédétection spatiale à la connaissance de l'anomalie thermique du forage géothermique de Condé-sur-Escaut (France), p. 15.
- P. SIX, J.P. PREZ et D. DARMENDRAIL, avec la coll. de G. BREDA et D. LEROUX. — Aspects réglementaires et problèmes posés par l'élimination des produits de curage des cours d'eau, p. 169.
- F. THIEBAULT. — Avant-propos, p. 3.
- F. THIEBAULT. — Interprétation des données géochimiques concernant les metabasaltes associés à la Nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridional, Grèce). Site géodynamique de mise en place, p. 193.
- D. VACHARD et D. FADLI. — Foraminifères, Algues et Pseudo-algues du Viséen du Massif des Mdkra (Maroc), p. 185.
- P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, K. WALRAEVENS et W. de BREUCK. — Simulation d'une pollution aux environs d'un dépôt de déchets, p. 49.
- P. Van BURM. — Voir L. LEBBE *et al.*, p. 55.
- P. Van BURM. — Voir K. WALRAEVENS *et al.*, p. 73.
- M. Van CAMP. — Voir P. Van BURM *et al.*, p. 49.
- M. Van CAMP. — Voir K. WALRAEVENS *et al.*, p. 73.
- F. Van LAETHEM. — Voir F. MAUROY et F. Van LAETHEM, p. 5.
- G. VUILLEMIN. — Voir A. PELHATE *et al.*, p. 237.
- K. WALRAEVENS, P. Van BURM, M. Van CAMP, L. LEBBE, M. de CEUKELAIRE et W. de BREUCK. — Modélisation hydrodynamique des nappes aquifères du socle paléozoïque et du Landénien dans les Flandres belge et française, p. 73.
- K. WALRAEVENS. — Voir P. Van BURM *et al.*, p. 49.
- K. WALRAEVENS. — Voir L. LEBBE *et al.*, p. 55.



Sont en vente au Siège de la Société :

#### MÉMOIRES (\*)

<b>Tome I</b> , n° 1. – Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain créacé 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
<b>Tome IV</b> , n° 1. – J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl. ....	90,00 F
<b>Tome VI</b> , 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
<b>Tome VII</b> , n° 1. – P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. ....	102,00 F
<b>Tome VIII</b> , n° 2. – Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl. ....	120,00 F
<b>Tome IX</b> , n° 1. – G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl. ....	432,00 F
n° 2. – G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Dénéé</i> , 1926, 23 p., 6 pl. ....	96,00 F
<b>Tome X</b> , n° 2. – J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl. ....	180,00 F
<b>Tome XII</b> . – D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl. ....	336,00 F
<b>Tome XIII</b> . – P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl. ....	252,00 F
<b>Tome XIV</b> . – G. WATERLOT, <i>Les Gigantostracés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl. ....	84,00 F
<b>Tome XV</b> . – J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p. ....	180,00 F
<b>Tome XVI</b> . – 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 (Yougoslavie)</i> .....	130,00 F
Publication N° 2. – J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i> .....	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 sphénoptériennes 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
Publication N° 16. – J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> .....	T.T.C. 100,00 F

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

## SOMMAIRE

Tome CIX

(1989)

3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> trimestres

	pages
D. VACHARD et D. FADLI. — Foraminifères, Algues et Pseudo-algues du Viséen du massif des Mdakra (Maroc) .....	185
F. THIÉBAULT. — Interprétation des données géochimiques concernant les metabasites associés à la Nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridional, Grèce). Site géodynamique de mise en place .....	193
J.M. DEGARDIN, J. BLAISE, E. BOUYX et F. PARIS. — Nouvelles données biostratigraphiques sur la Formation de Kentville dans le secteur de Fales River, en Nouvelle Ecosse (Graptolites, Conodontes et Chitinozoaires du Silurien supérieur de la zone de Meguma, Appalaches Septentrionales, Canada) .....	207
N. BEUN. — Le milieu de sédimentation des gypses jurassico-crétacés en meseta marocaine : principaux caractères et recherche d'un modèle .....	215
F. BRODKOM. — Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et de St-Pierre-La-Cour (Dinantien du Synclinorium de Laval, France) .....	223
A. PELHATE, R. CONIL(†), C. VUILLEMIN et F. MEILLIEZ. — Les Calcaires de la Viosne (Mayenne) : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval (Massif Armoricaïn, France) au Moliniacien (Viséen inférieur) .....	237

© 1989 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed in France)