

Société
Géologique du
Nord

12 AVR. 2001

ANNALES

Tome 8 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 2001

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2

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

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

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

Article 5

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1998)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	50,00 F	170,00 F T.T.C.	220,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	50,00 F	190,00 F T.T.C.	240,00 F

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

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

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

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

Tomes XCVI à CV.....330,00 F H.T.

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

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

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

Table 5 (Tomes LXXX à CIX)..... par table

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

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

FASCICULES SPÉCIAUX

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F H.T.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F H.T.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F H.T.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F H.T.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F H.T.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F H.T.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F H.T.
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F H.T.
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F H.T.
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F H.T.
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	250,00 F T.T.C.
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 130,00 F.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 170,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 8 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 2001

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2001 —

<i>Président</i>	M. J-L. MANSY
<i>Premier Vice-Président</i>	(*)
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. N. TRIBOVILLARD
	M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M ^{me} Ch. VINCHON
	M. A. BLIECK
	M ^{lle} D. BRICE
	M. J.F. DECONINCK
	M. O. AVERBUCH
	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Secrétaire</i>	(*)
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. F. LACQUEMENT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 2001 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 2001 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Nous tenons à remercier MM. et Mme. P. BRACQ, J.F. DECONINCK, J.M. DÉGARDIN, N. TRIBOVILLARD et R. MARTINI qui ont bien voulu contribuer à l'examen des articles de ce fascicule.

(*) Par suite des démissions du Président et du Secrétaire, le Conseil d'Administration ne sera complet qu'après les élections qui auront lieu courant Octobre. M. J-L. MANSY, Premier Vice-Président en 2000, a été élu Président en remplacement de M. J.P. LEPRETRE

LA GENESE DES EVENEMENTS ANOXIQUES DE LA PERIODE MOYENNE DU CRETACE. EXAMEN DE L'HYPOTHESE DU MEROMICTISME OCEANIQUE

The genesis of mid Cretaceous oceanic anoxic events. Evaluation of the oceanic meromictism hypothesis

par Jacques SANFOURCHE(*) et François BAUDIN(*)

Résumé. — Les événements anoxiques océaniques (OAE) de la période moyenne du Crétacé ont fait l'objet de nombreuses hypothèses quant à leur genèse. Si les effets de la tectonique globale constituent le cadre principal dans lequel ils s'inscrivent, de nombreux auteurs ont proposé différents mécanismes pour expliquer leur existence. Ainsi les facteurs paléogéographiques, eustatiques, courantologiques et trophiques ont tour à tour été avancés depuis 25 ans. Récemment, l'effet d'un méromictisme océanique, par accumulation du CO₂ d'origine mantellique, est venu apporter un nouveau modèle explicatif pour les OAE.

Pour étudier plus particulièrement cette dernière hypothèse, la production crustale liée aux rides et volcans sous-marins est évaluée au cours des différents OAE, et plus particulièrement pour l'OAE 1a (Aptien inférieur) et l'OAE 2 (limite Cénomaniens-Turonien). A partir de ces valeurs, les quantités de CO₂ dégazé sont calculées pour différentes durées, pour l'océan global et l'Atlantique seul. Elles sont comparées à celles observées dans le cas des lacs de maar camerounais, qui ont servi de modèle à l'hypothèse du méromictisme océanique. Les résultats montrent que ces durées sont sans commune mesure avec celle des OAE et que les concentrations en gaz carbonique calculées sont loin de celles observées dans les lacs camerounais.

Si la production de gaz carbonique est l'un des facteurs déterminants dans la formation des OAE, il apparaît que la conjonction de causes multiples, dont certaines plus décisives comme les superpanaches ou les transgressions, sont nécessaires pour créer les conditions favorables à la genèse de ces événements paléocéanographiques.

Abstract. — The occurrence of oceanic anoxic events (OAE) during mid Cretaceous times have been explained by numerous hypotheses. Although the global tectonic effects constitute the frame in which these events take place, several authors have proposed different scenarios to explain it. Palaeogeographic, eustatic, climatic and trophic factors have been successively proposed since 25 years. The effects of an anoxic meromictism, due to volcanogenically derived carbon dioxide storage, have been recently suggested.

In order to evaluate this latter hypothesis, the crust production of oceanic ridges and intraplate volcanic plateaus has been estimated for the major OAEs, and more specifically for OAE 1a (Early Aptian) and OAE 2 (Cenomanian-Turonian boundary). From these evaluations, the quantities of outgassing carbon dioxide have been calculated, for different duration in the case of the global ocean and the Atlantic ocean alone. These values are compared to the amounts measured in the modern maar-lakes from Cameroon, used to support the oceanic meromictism hypothesis. The results indicate that the duration necessary to reach the meromictism at both global or Atlantic scale are one or two magnitude-order higher than the duration of OAEs. The resulting carbon-dioxide concentrations are far from those observed in maar-lakes from Cameroon.

Whatever the exact role of volcanogenic carbon dioxide in the genesis of OAE, it appears that a conjunction of causes is necessary, some of them being more crucial, such as superplumes and transgressions.

I. — INTRODUCTION

Les sédiments marins de la période moyenne du Crétacé (Barrémien à Turonien) ont enregistré une succession d'événements d'ampleur mondiale, connus sous le nom d'*Oceanic Anoxic Events* (OAE, Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980 ; Arthur *et al.*, 1990), qui se caractérisent par

des dépôts de couches riches en matière organique (les *black shales* des auteurs anglo-saxons). Le déficit en oxygène des eaux pendant les OAE est *quasi* avéré, mais les causes de cette anoxie restent encore un sujet largement débattu. La période moyenne du Crétacé se marque également par une importante activité volcanique à la surface du globe tant au niveau des dorsales que des points chauds et très probablement des arcs insulaires.

(*) CNRS-ESA 7073 et FR32 – Département de Géologie Sédimentaire, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu 75252 Paris Cedex 05.

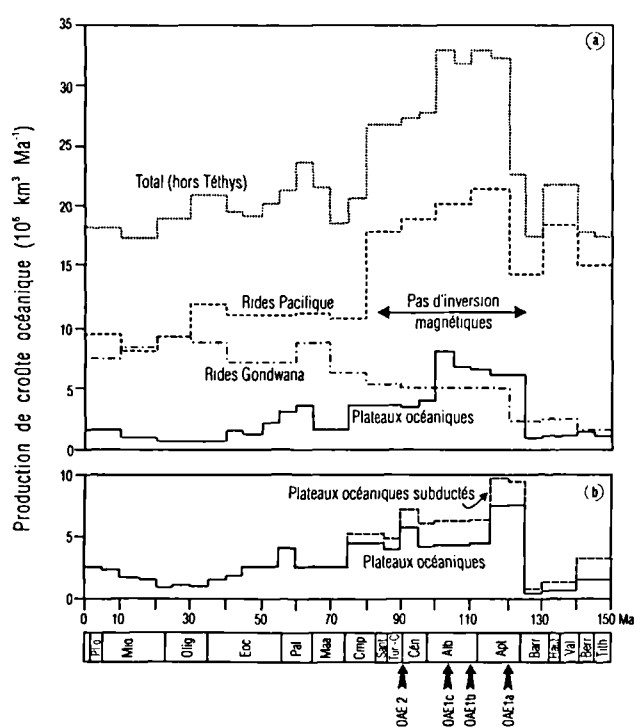


Fig. 1. — a : Variations de la production de croûte océanique depuis 150 Ma (d'après Larson, 1991a). "Pas d'inversions magnétiques" indique le long intervalle à polarité normale entre les anomalies magnétiques 34 et M0.
 b : Distribution de la production basaltique des plateaux océaniques, des volcans sous-marins et continentaux depuis 150 Ma tenant compte des parties éventuellement subductées (d'après Larson et Olson, 1991). Echelle des temps de Harland et al. (1990).

Fig. 1. — a : Variation of the crust production since 150 Ma (after Larson et al., 1991). "Pas d'anomalie magnétique" indicates the long normal polarity interval between anomalies 34 and M0.
 b : Distribution of basaltic production of volcanic plateaus, submarine and continental volcanoes since 150 Ma, taking into account possible subducted portions (after Larson et Olson, 1991). Time scale after Harland et al. (1990).

Si la tectonique globale constitue le cadre principal dans lequel s'inscrivent les spécificités de la période moyenne du Crétacé, de nombreux auteurs ont proposé différents scénarios pour expliquer les OAE. Certains ont attribué la présence des *black shales* à des facteurs paléogéographiques locaux (Berggren et Hollister, 1977 ; Arthur et Schlanger, 1979, Baudin, 1995 ; Baudin et Herbin, 1996). D'autres ont privilégié l'incidence des transgressions (Tissot et al., 1980 ; Jenkyns, 1980 ; Graciansky et al., 1982, 1984 ; Schlanger et al., 1987 ; Arthur et al., 1987 ; Bralower et al., 1993 ; Erbacher et al., 1996). Les effets des climats ont été avancés par Budyko et Ronov (1979), Barron et Washington (1982), Barron (1983), Bréhéret (1997) et par bien d'autres. Les circulations thermohalines ont été proposées comme facteur explicatif par Thierstein et Berger (1978), Brass et al. (1982), Southam et al. (1982). D'autres encore, et parfois les mêmes, ont défendu l'idée de bassins euxiniques avec expansion verticale de la couche à minimum d'oxygène (Schlanger et Jenkyns, 1976) ou stratification par densité saline (Arthur et Natland, 1979 ; Busson, 1984). Enfin d'autres hypothèses, que

l'on pourrait qualifier d'appoint, insistent sur la productivité du biota liée à l'action des upwellings (Parrish et Curtis, 1982 ; Kruijs et Barron, 1990) ou au retournement des eaux océaniques (Arthur et Schlanger, 1979). Cette explication a été retenue et développée par Pedersen et Calvert (1990) après avoir été modélisée par Manabe et Bryan (1985).

Face à l'absence d'un modèle univoque pour expliquer la genèse des OAE, et en particulier celui de la limite Cénomanién-Turonien (OAE 2), Busson et Cornée (1996) ont proposé l'hypothèse du méromictisme océanique. Rappelons que la notion de méromictisme s'applique à des lacs dans lesquels s'installe une stratification permanente des eaux. Busson et Cornée (1996) s'appuient sur l'exemple des lacs camerounais Nyos et Monoun, qui sont des maars remplis d'eau au fond desquels arrivent des émanations de gaz carbonique. Dans le cas du lac Nyos, la concentration en gaz carbonique atteint 0,178 moles l⁻¹ (environ 7,8 g l⁻¹) au fond du lac, conduisant à une stratification des eaux et à une réelle anoxie. La brusque remontée accidentelle du gaz carbonique fut la cause d'une catastrophe meurtrière, il y a une quinzaine d'années.

Busson et Cornée (1996) ont étendu le méromictisme du lac Nyos à l'océan global en supposant qu'il avait emmagasiné au Cénomanién-Turonien d'énormes quantités de gaz carbonique provenant du dégazage de la ride médio-océanique, ce qui a eu pour effet de provoquer l'OAE 2. Ces auteurs ont insisté sur le rôle de l'océan Atlantique dans leur modèle, puisqu'il est le principal domaine où s'accumulèrent les *black shales* pendant l'OAE 2.

Nous avons cherché à vérifier le bien-fondé de cette hypothèse, en quantifiant de manière simple les possibilités d'accumulation du CO₂ dégazé par les rides et les volcans sous-marins pour l'OAE 1a (Aptien inférieur) et l'OAE 2 et en les comparant avec la situation des lacs camerounais.

II. — EVALUATION DE LA PRODUCTION CRUSTALE OCEANIQUE ET DE LA PRODUCTION DE GAZ CARBONIQUE CORRESPONDANTE

1) Production crustale océanique

On sait que la géodynamique particulièrement active pendant la période moyenne du Crétacé a conduit, entres autres, à une accélération de la création de croûte océanique au niveau des rides médio-océaniques et à la formation d'immenses plateaux volcaniques, généralement sous-marins, à l'aplomb des points chauds. Plusieurs auteurs (Hays et Pitman, 1973 ; Sheridan, 1987 ; Larson, 1991a, 1991b ; Larson et Olson, 1991 ; Coffin et Eldholm, 1994) ont estimé les quantités de croûte océanique ainsi créée et ont proposé des courbes des variations de la production crustale depuis 150 Ma (fig. 1).

A partir de ces courbes reportées sur la figure 1a, il est possible d'estimer la production crustale pendant les quatre événements anoxiques de la période moyenne du Crétacé, à savoir : l'OAE 1a (Aptien inférieur), l'OAE 1b (Albien inférieur), l'OAE 1c (Albien supérieur) et l'OAE 2 (limite

Cénomaniens-Turonien). Les données de base et les estimations retenues pour chacun de ces OAE sont reportées dans le Tableau I.

Larson (1991a) estime la production crustale des rides (Téthys exceptée) et des plateaux volcaniques océaniques comprise entre 27 et 33 $10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$, avec une augmentation depuis l'Aptien inférieur jusqu'à l'Albien supérieur puis un décroissance nette au niveau du Cénomaniens. Dans un autre article, Larson (1991b) propose une autre répartition de la production crustale océanique (rides + plateaux) avec un pic beaucoup plus accusé à l'Aptien qui atteindrait $36,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$ (Tab. 1). Larson et Olson (1991) donnent plus de détails sur les productions des plateaux volcaniques sous-marins, en prenant en compte les portions de ces plateaux aujourd'hui subductées (b, fig. 1).

Concernant ces immenses plateaux volcaniques identifiés dans les océans ou sur les continents, Coffin et Eldholm (1994) ont introduit la notion de *Large Igneous Provinces* (LIP). Ces provinces résulteraient de l'effet des superpanaches thermiques et magmatiques issus de la limite noyau/manteau (couche D"). Pour la période qui nous intéresse, trois LIP sont reconnues : celle d'Ontong-Java dans l'Océan Pacifique, celle des Kerguelen dans l'Océan Indien (fig. 2) et celle des Caraïbes. La datation de ces LIP n'est pas très précise mais il semble qu'elles se mettent en place respectivement au Barrémien-Aptien inférieur pour Ontong-Java, à l'Aptien supérieur-Albien inférieur pour les Kerguelen et au cours du Cénomaniens-Turonien pour les Caraïbes. En tenant compte des volumes actuellement subductés, Coffin et Eldholm (1994) revoient à la hausse les estimations de la production crustale au niveau du LIP d'Ontong-Java, avec un volume estimé entre 36 et $76 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Ces volumes correspondent à une production variant entre 12 et $25 \cdot 10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$ (Tab. I)

Parmi ces différentes estimations, nous avons retenu, pour les rides, la moyenne des chiffres publiés par Larson (1991a, 1991b) et pour les LIP, les chiffres donnés par Larson et

Olson (1991) pour celles des Kerguelen et des Caraïbes et la moyenne de ceux de Coffin et Eldholm (1994) pour celle d'Ontong-Java (Tab. II).

2) Quantités de gaz carbonique dégazé

Une fois estimés les quantités de basalte produites par unité de temps, il est nécessaire d'estimer la quantité de CO_2 qui s'en est dégazé. Deux approches sont possibles :

La première se fonde sur les modèles d'échanges entre les différents réservoirs impliqués dans le cycle du carbone. C'est ce que Arthur *et al.* (1985) ont fait en évaluant l'équilibre des échanges de CO_2 entre l'atmosphère, les continents, les eaux océaniques et le volcanisme des rides et des arcs pour l'Actuel et le Crétacé. Ces auteurs ont retenu un flux annuel actuel de $0,47 \cdot 10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$ pour les rides et de $0,01 \cdot 10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$ pour le volcanisme intra-plaque. Pour estimer les productions de gaz carbonique dans la période moyenne du Crétacé, Arthur *et al.* (1985) – se fondant sur les travaux de Berner *et al.* (1983) – ont admis que les flux au niveau des rides avaient augmenté d'un coefficient 1,65. Exprimé en grammes de carbone par an, le flux de CO_2 au niveau des rides est donc de $0,47 \cdot 10^{14} \times 1,65 = 0,775 \cdot 10^{14} \text{ g an}^{-1}$. Pour les plateaux volcaniques sous-marins crétacés, le dégazage retenu par les mêmes auteurs est de $0,69 \cdot 10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$; soit un total de $1,465 \cdot 10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$ pour la somme des rides et des plateaux.

Une autre approche est d'évaluer les quantités de gaz carbonique dégazable d'un basalte. La quantité de gaz carbonique contenu dans les basaltes avant dégazage, est très variable d'un auteur à l'autre. Elle fluctue entre 550 ppm (Leavitt, 1982), 1350 ppm (Mc Lean, 1985), 3000 ppm (Javoy et Michard, 1990) et même 5000 ppm (Javoy *et al.*, 1982), mais cette dernière valeur semble surévaluée. Nous retenons comme plausible une concentration de 1200 ppm avant dégazage qui permet le dégazage de 1000 ppm de carbone ; Javoy *et al.* (1982) considérant qu'il reste environ 150 à 200 ppm de carbone dans un basalte dégazé.

	OAE 1a Aptien inf.	OAE 1b Albien inf.	OAE 1c Albien sup.	OAE 2 Cén -Tur.	Source des données
Age (Ma)*	120	110	102	90	
Quantités ($10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$)					
Rides Gondwana	5,0	5,0	5,0	5,0	
Rides Pacifique	21,0	21,5	20,0	18,5	
Total rides (hors Téthys)	26,0	26,5	25,0	23,5	
Plateaux océaniques	6,0	6,5	8,0	4,0	
Total (hors Téthys)	32,0	33,0	33,0	27,5	Larson (1991a)
Prod. crustale océan.	36,5	33,0	31,5	31,0	Larson (1991b)
Super panaches	9,7	6,2	6,2	7,2	Larson & Olson (1991)
Rides	26,8	26,8	25,3	23,8	
LIP	12 à 25	3,3 à 5,3	0	1,4	Coffin & Eldholm, 1994

Tab. I. Quantités de basalte produites pendant les différents OAE de la période moyenne du Crétacé, d'après les données de Larson (1991a, 1991b) ; Larson et Olson (1991) et Coffin et Eldholm (1994).

Table. I. Basalt quantities produced during the different OAEs (data from Larson, 1991 a, 1991b; Larson et Olson, 1991 and Coffin et Eldholm, 1994).

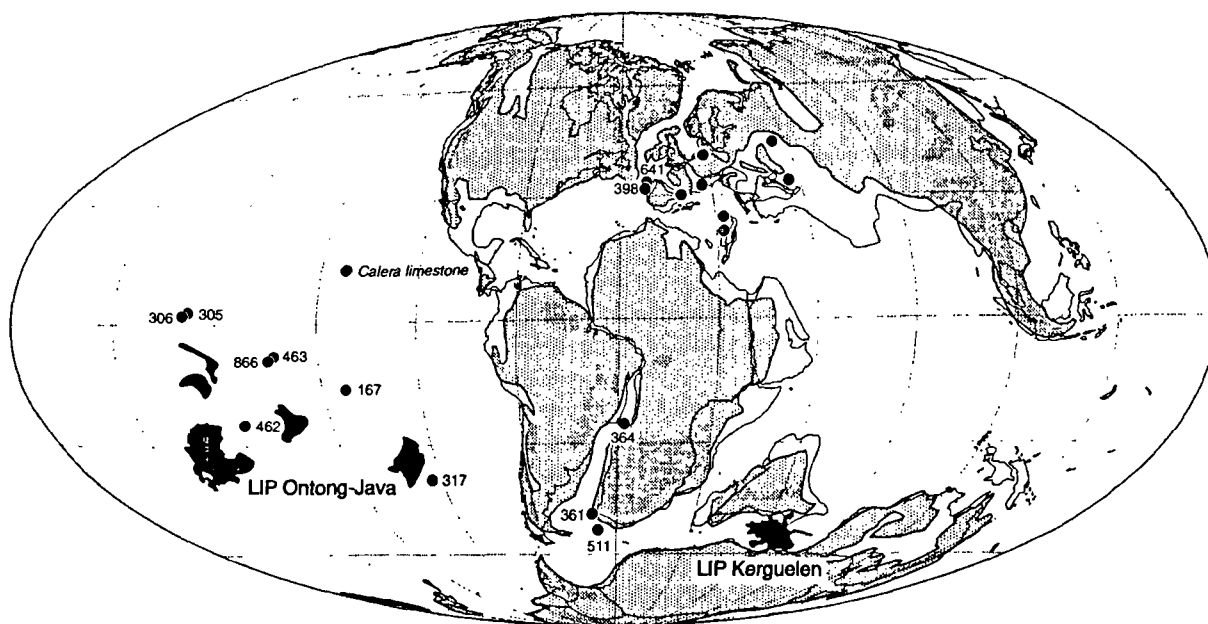


Fig. 2. — Reconstitution paléogéographique globale à l'Aptien (sur un fond de Smith *et al.*, 1994) présentant la position des principaux plateaux basaltiques sous-marins constituant les LIP d'Ontong-Java et des Kerguelen et les sites de dépôt de black shales.

Fig. 2. — Aptian palaeogeographic reconstruction (after Smith *et al.*, 1994) showing the location of the main submarine basaltic plateaus forming the Ontong-Java and Kerguelen Large Igneous Provinces, as well as the location of sites with black shale deposition.

	OAE 1a Aptien inf.	OAE 1b Albien inf.	OAE 1c Albien sup.	OAE 2 Cén.-Tur.
Age (Ma)*	120	110	102	90
Quantités ($10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$)				
Totale rides	26,8	26,8	25,3	23,8
Plateaux	18,5*	6,5	8,0	7,2
Total	45,3	33,3	33,3	31,0

* moyenne des valeurs du tableau I

Tab. II. — Valeurs retenues pour les quantités de basalte produites pendant les différents OAE de la période moyenne du Crétacé.

Table. II. — Values used for calculations.

La quantité de basalte produite par les rides et plateaux sous-marins au cours des différents OAE varie entre 31 et $\sim 52 \cdot 10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$ (Tab. I), mais hormis pendant la mise en place du LIP d'Ontong-Java à l'Aptien inférieur, on peut retenir une valeur moyenne de $36 \cdot 10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$ (ou $36 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$) pour l'ensemble de la période. En prenant une densité de 3 pour le basalte, il en résulterait une quantité de gaz carbonique dégazé exprimée en carbone par an de :

$$(36 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}) \times (3000 \text{ kg m}^{-3}) \times (1000 \text{ ppm}) = 1,1 \cdot 10^{14} \text{ g an}^{-1}$$

valeur du même ordre de grandeur que celle retenue par Arthur *et al.* (1985).

A partir de cette valeur de 1000 ppm, nous avons calculées (Tab. III) les débits de gaz carbonique exprimés en carbone pour les divers OAE à partir des valeurs moyennées des quantités de basalte du tableau I. Ainsi pendant les quatre OAE de la période moyenne du Crétacé les quantités de

carbone libérées par le dégazage du CO_2 de la croûte océanique atteignent $1,4 \cdot 10^{14} \text{ g an}^{-1}$ pendant l'OAE 1a et diminue ensuite pour les autres OAE pour atteindre un peu moins de $10^{14} \text{ g an}^{-1}$ pendant l'OAE 2.

Pour la suite de nos calculs, nous avons retenu la valeur de $1,46 \cdot 10^{14} \text{ g an}^{-1}$ proposée par Arthur *et al.* (1985) pour l'ensemble de la période crétacée, ce qui correspond plutôt à la fourchette haute de nos évaluations (Tab. III).

III. — EXAMEN DE L'HYPOTHESE DU MEROMICTISME DANS LE CAS DE L'OCEAN GLOBAL

A partir des évaluations précédentes, il est possible de calculer les accumulations de CO_2 pour différentes durées et de les comparer à celles mesurées dans le lac Nyos.

Connaissant d'après Riley et Cheister (1971, 1983), divers paramètres de l'océan global actuel :

Volume océanique global : $1 \cdot 370 \cdot 10^6 \text{ km}^3$;

Masse de l'océan : $1,4 \cdot 10^{24} \text{ g}$ avec une densité de l'eau de mer de 1,025 ;

Carbone total dans l'océan : $3,9 \cdot 10^{19} \text{ g}$, soit exprimée en moles la somme des différentes espèces d'ions carbonates (ΣCO_3) : $3,27 \cdot 10^{18} \text{ moles}$;

on peut en déduire la concentration de la ΣCO_2 à : $3,27 \cdot 10^{18} \text{ moles} + 1,4 \cdot 10^{21} \text{ kg} = 2,33 \cdot 10^{-3} \text{ moles kg}^{-1}$.

	OAE 1a Aptien inf.	OAE 1b Albien inf.	OAE 1c Albien sup.	OAE 2 Cén.-Tur.
Age (Ma)	120	110	102	90
Quantités de basalte ($10^6 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1}$)	45,3	33,3	33,3	31,0
Quantités de CO_2 en carbone ($10^{14} \text{ gr an}^{-1}$ ou $10^{14} \text{ t Ma}^{-1}$)	1,4	1,0	1,0	0,9

Tab. III. — Quantités de basalte produites pendant les différents OAE de la période moyenne du Crétacé et quantités de CO_2 émises par le dégazage de ce matériel.

Table. III. — Basalt quantities produced during the different OAEs and quantities of outgassing CO_2 .

Notons qu'aujourd'hui, l'océan est supposé à l'équilibre bien qu'alimenté en CO_2 par les dégagements des rides et des volcans sous-marins à hauteur de $0,48 \cdot 10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$.

Examinons quelle devait être la concentration des ions carbonates dans l'océan crétacé. Le supplément de CO_2 au Crétacé par rapport à l'actuel est de $(1,46-0,48) \cdot 10^{14} = 0,98 \cdot 10^{14}$ que nous pouvons arrondir à $10^{14} \text{ g de C an}^{-1}$. Cette valeur correspond à $8 \cdot 10^{12} \text{ moles an}^{-1}$ de ΣCO_2 .

Ceci conduit à un apport supplémentaire annuel pour l'océan global de $8 \cdot 10^{12} + 1,4 \cdot 10^{21} = 5,7 \cdot 10^9 \text{ moles kg}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

Nous prendrons l'hypothèse maximaliste que l'océan accumule intégralement tout le CO_2 excédentaire sans perte à l'atmosphère et sans qu'il soit consommé dans les processus photosynthétiques. Cette hypothèse parfaitement irréaliste est cependant retenue pour voir quelles durées seraient nécessaires pour retrouver des conditions de concentration proches de celles du lac Nyos. Rappelons que pour ce lac, Oskarsson (1990) indique une valeur de $0,178 \text{ moles l}^{-1}$ en CO_2 , ou pratiquement $0,178 \text{ moles kg}^{-1}$ dans les eaux de fond du lac Nyos. Avant d'effectuer des calculs, on doit se demander si le méromictisme peut se mettre en place avec des concentrations en CO_2 inférieures. Kusakabe *et al.* (1989) fournissent des données hydrochimiques relativement précises qui montrent que, dans le lac Nyos, la ΣCO_2 a une valeur nulle en surface, augmente lentement et régulièrement jusque vers 80 m de profondeur puis très brutalement en dessous pour atteindre $0,146 \text{ moles l}^{-1}$. En dessous, la ΣCO_2 augmente très légèrement jusqu'à atteindre la valeur du fond. Ainsi, il semble que les conditions nyosiques soient réalisées par une augmentation brutale de concentration en CO_2 qui induit un contraste de densité avec une concentration minimale en CO_2 de $0,146 \text{ moles l}^{-1}$.

Trois cas de figure ont été envisagés pour la répartition du gaz carbonique dans l'océan global crétacé, dont la profondeur moyenne est fixée à 4000 m (fig. 3) :

Cas a) la répartition de la ΣCO_2 est homogène sur toute l'épaisseur de la colonne d'eau ;

Cas b) la répartition présente un gradient linéaire, en partant du fond avec une concentration double de celle du cas a pour arriver à une concentration nulle en surface ;

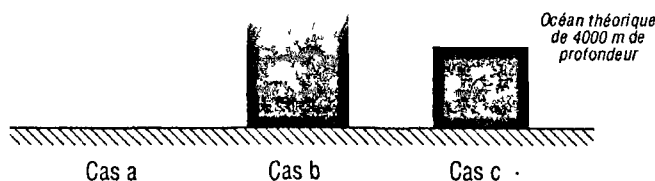


Fig. 3. — Cas de figure envisagés pour la distribution du CO_2 dans la colonne d'eau.

Fig. 3. — Models used for the CO_2 distribution within the water column.

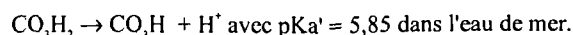
Cas c) le sommet de la ride étant supposé –pour simplifier– à une profondeur de 2000 mètres, la ΣCO_2 se répartit de façon homogène sur la demi-épaisseur inférieure de l'océan. Cette situation est très comparable à ce qui se passe au lac Nyos où la concentration en CO_2 croît brutalement à mi-hauteur de la colonne d'eau (Kusakabe *et al.*, 1989). Dans cette hypothèse, la concentration sur les 2000 mètres du fond de l'océan serait double de celle du cas a.

Compte tenu de l'apport excédentaire égal à $5,7 \cdot 10^9 \text{ moles kg}^{-1} \text{ an}^{-1}$, nous avons calculé les apports cumulés pour des durées de 10^5 , 10^6 et 10^7 années pour ces trois cas (Tab. IV). Dans le cas a, après 0,1 Ma, la concentration cumulée de l'océan global serait encore 300 fois plus faible que celle du lac Nyos ; après 1 Ma, encore 30 fois plus faible et après 10 Ma, 3 fois plus faible. Dans le cas c, les quantités de la ΣCO_2 sont deux fois plus importantes que dans le cas a. Il en résulte cependant que ces quantités sont 150 fois plus faibles que celles du lac Nyos au bout de 0,1 Ma ; 15 fois plus faibles après 1 Ma ; et encore 1,5 fois plus faibles au bout de 10 Ma. Le cas b, plus réaliste d'un point de vue physico-chimique, est intermédiaire entre les cas a et c.

De telles accumulations de CO_2 sur plusieurs millions d'années dans l'océan global conduisent encore à des concentrations très éloignées de celles mesurées dans le lac Nyos. Comme il faudrait prendre en compte qu'une partie importante du CO_2 a certainement été consommée pour la production de matière organique et de carbonates, il semble encore plus improbable que les conditions du méromictisme analogue à celui du lac Nyos aient pu se produire à l'échelle du globe pendant la période moyenne du Crétacé.

Par ailleurs, la durée des OAE étant estimée à environ 0,5 Ma (voir discussion in Caron *et al.*, 1999 pour l'OAE 2), les temps nécessaires à la mise en place de conditions nyosiques devraient être vingt fois supérieurs, ce qui un autre élément de rejet de l'hypothèse du méromictisme océanique à l'échelle globale.

En complément, nous avons calculé le pH d'un océan conservant intégralement tout le CO_2 dégazé sur les périodes précitées. L'équation de base utilisée est tirée de Michard (1989) :



	Cas a	Cas c
Apport annuel $5,7 \cdot 10^{-9}$ moles kg^{-1}		
Quantité (en moles kg^{-1}) de CO_2 accumulé en 0,1 Ma	0,00057	0,00114
Quantité (en moles kg^{-1}) de CO_2 accumulé en 1 Ma	0,0057	0,0114
Quantité (en moles kg^{-1}) de CO_2 accumulé en 10 Ma	0,057	0,114

Rappel : Lac Nyos = 0,178 moles kg^{-1}

Tab. IV. — Estimation pour deux cas extrêmes des quantités excédentaires de CO_2 accumulées dans les eaux océaniques globales pour différentes durées de dégazage.

Table. IV. — Estimation of the CO_2 accumulated within the global ocean for two different cases and for different duration.

La température de l'eau de mer dans les fonds océaniques est actuellement de l'ordre de 2 à 5°C, mais devait être de 7°C supérieure au Crétacé d'après Arthur *et al.* (1985). Ainsi la valeur de 10°C comme température de fond des océans au Crétacé peut être retenue. A cette température, et à une profondeur de 4000 mètres, le pKa' est modifié comme suit :

$\text{pKa}' (4000\text{m} - 10^\circ\text{C}) = \text{pKa}' (\text{surface}) + \Delta\text{pKa}'$
avec $\Delta\text{pKa}' = 1,5$

d'où $\text{pKa}' = 5,85 + 1,5 = 7,35$.

Compte tenu de l'électroneutralité, $(\text{CO}_3\text{H}) = (\text{H}^+)$

$(\text{H}^+) = \sqrt{y}$ avec $y = 10^{-7,35} \times (\text{CO}_3\text{H}_2)(\text{CO}_3\text{H}_2)$ étant la concentration en moles kg^{-1}

$(\text{H}^+) = \sqrt{[10^{-7,35} \times (\text{CO}_3\text{H}_2)]}$

En reprenant les hypothèses de durée d'accumulation de 10^5 , 10^6 et 10^7 années, la concentration en (CO_3H_2) en moles kg^{-1} est respectivement de $5,7 \cdot 10^{-4}$, $5,7 \cdot 10^{-1}$ et $5,7 \cdot 10^{-2}$ dans le cas d'une répartition homogène dans la colonne d'eau (cas a, fig. 3).

Compte tenu que l'acidité est calculée comme :
 $\text{pH} \approx -\log(\sqrt{y})$

on peut donc d'après les valeurs de la concentration en (CO_3H_2) , calculer les pH de l'océan global après 0,1, 1 et 10 Ma. Ils atteindraient 5,3 ; 4,8 et 4,3 respectivement.

Dans le cas d'une répartition limitée à la moitié de la tranche d'eau la plus profonde (cas c, fig. 3), les concentrations étant deux fois plus fortes, le pH diminue du log de $\sqrt{2}$, soit 0,15. On obtiendrait alors des pH de 5,1 après 0,1 Ma ; 4,6 après 1 Ma et 4,1 après 10 Ma.

Dans tous ces cas, l'océan global aurait été franchement acide, ce qui n'aurait pas manqué d'être enregistré dans les sédiments dans les cas des longues durées prises en compte. Rappelons que le modèle de Berner *et al.* (1983) revu par Lasaga *et al.* (1985) et Berner (1991) conduisait, pour le Crétacé, à un pH de l'ordre de 7,3.

IV. — EXAMEN DE L'HYPOTHESE DU MEROMICTISME DANS LE CAS DE L'OCEAN ATLANTIQUE

Dans leur modèle, Busson et Cornée (1996) font jouer un rôle moteur à l'Océan Atlantique pour amener à la naissance d'un système méromictique. Pour ces auteurs, les conditions nyosiques s'initieraient dans l'Atlantique puis gagneraient les autres océans par débordement.

Afin de compléter notre raisonnement, il convient donc d'examiner le cas de l'Atlantique seul. En effet, son volume étant inférieur pour la période moyenne du Crétacé à ce qu'il est aujourd'hui, ce facteur pouvant *a priori* favoriser le méromictisme. *A contrario*, alors que le volcanisme intra-plaque est important dans le Pacifique, il y en a très peu dans l'Atlantique, à l'exception du LIP des Caraïbes au Cénomaniens-Turonien. Comme précédemment, les cas des OAE 1a et 2 seront considérés.

Pour notre approche, la LIP des Caraïbes n'est pas pris en compte, puisqu'ayant pris naissance au cours du Cénomaniens-Turonien, il est sans effet cumulatif sur cette période. Nous supposons donc que seule la ride médio-atlantique a pu libérer du gaz carbonique depuis l'Aptien inférieur jusqu'au Cénomaniens. Dès 1973, Hays et Pitman ont estimé les vitesses d'expansion des rides de l'Atlantique et du Pacifique pour trois intervalles de temps : avant 110 Ma, entre 110 et 85 Ma et entre 85 et 10 Ma (Tab. V). Il ressort très clairement que le taux d'expansion de la croûte océanique dans la période moyenne du Crétacé (110-85 Ma) est notablement plus faible dans l'Atlantique que dans le Pacifique. Hays et Pitman (1973) n'ont estimé les taux d'expansion que des 44 550 km de rides des océans Pacifique et Atlantique, l'Océan Indien et la Téthys étant omis car supposés d'influence symétrique en terme d'expansion de la croûte océanique. Si l'on admet que l'ensemble des rides de l'époque atteignait 60 000 km, comme c'est le cas aujourd'hui, et en supposant que l'ensemble des rides de la Téthys+Indien avaient une demi-vitesse d'expansion égale à la moitié de la moyenne des rides Pacifique+Atlantique, la ride de l'Atlantique représentait 22% de la longueur totale des rides mais seulement 11% en terme de volume de basalte créé (Tab. V).

A partir de la carte paléogéographique prise pour illustrer le cas de l'OAE 1a (fig. 2), il est possible de faire une estimation grossière mais suffisante des surfaces et des volumes des différents bassins qui constituaient l'Atlantique au Crétacé inférieur (Tab. VI). Pour le bassin de l'Atlantique Nord, nous admettons une profondeur moyenne de 4 km, proche de la profondeur l'actuelle, alors que pour les bassins de l'Atlantique Sud, plus resserrés à l'époque, nous retenons une profondeur moyenne de 3 km, analogue à celle de la Mer Rouge actuelle. Les longueurs des différentes rides qui parcouraient l'Atlantique sont reprises de Hays et Pitman (1973) et nous retenons l'hypothèse d'un taux d'expansion constant sur la période 110-85 Ma (Tab. V), correspondant donc à un débit de CO_2 constant.

Pour estimer la quantité de gaz carbonique dégazé par la ride médio-atlantique seule, nous avons repris l'estimation du

Rides	Longueur de ride (km)	1/2 vitesse d'expansion (cm an ⁻¹)		
		avant 110 Ma	110-85 Ma	85-10 Ma
Pacifique-Phoenix	3 300	5	18	4
Phoenix-Farallon	4 950	3	9	1
Pacifique-Farallon	6 050	3	9	4
Kula-Farallon	8 250	3	9	4
Pacifique-Kula	8 800	4	3	0
Afrique-Amérique du Nord	4 400	1	3	2
Afrique-Amérique du Sud	4 950	0	5	2
Europe-Amérique du Nord	3 850	0	0	2

Longueur tot.	1/2 vitesse d'expansion moyenne (cm an ⁻¹)		
44 550	2,5	6,6	2,3

Rides	Longueur (km)	1/2 vitesse moy. (cm an ⁻¹)	
Pacifique	31 350	soit 22%	8,26
Atlantique	13 200		2,87
Téthys + Indien	15 450	soit 11%	3,00
Total	60 000		5,72

Tab. V. — Estimation de la longueur des rides et de leur 1/2 vitesse d'expansion pour trois grandes périodes (d'après Hays et Pitman, 1973). La partie inférieure du tableau donne les valeurs retenues pour nos calculs.

Tab. V. — Estimation of ridges length and their expansion rate (after Hays et Pitman, 1973). The basal part of the table indicates the values used for calculation.

Sous-bassins Atlantique	Surface (10 ⁶ km ²)	Profondeur (km)	Volume (10 ⁶ km ³)
Atlantique central	12	4	48
Atlantique Sud (Brésil-Angola)	2,4	3	7,2
Atlantique Sud (Argentine-Cap)	4,3	3	12,9
Total	18,7		68,1

Tab. VI. — Estimation de la surface, de la profondeur et du volume des différents bassins constituant l'Atlantique utilisés dans les calculs.

Table. VI. — Estimation of the surface, depth and volume of the different sub-basins of the Atlantic Ocean used for calculation.

dégazage global des rides donné par Arthur *et al.* (1985) qui est de $0,77 \cdot 10^{14}$ gr an⁻¹. Cela correspond à un supplément de $(0,77-0,47) \cdot 10^{14} = 0,3 \cdot 10^{14}$ gr an⁻¹ en carbone par rapport à la situation actuelle. Comme la quantité de basalte produite par la ride médio-atlantique dans la période moyenne du Crétacé ne représente que 11% de ce total, la quantité de gaz carbonique alimentant l'Océan Atlantique n'est donc que de :

$$(0,77 \times 0,11) = 0,0847 \cdot 10^{14} \text{ gr an}^{-1} \text{ ou } 1,92 \cdot 10^{11} \text{ moles de C an}^{-1} \text{ si l'on considère le dégazage total ;}$$

$$(0,3 \times 0,11) = 0,033 \cdot 10^{14} \text{ gr an}^{-1} \text{ ou } 0,75 \cdot 10^{11} \text{ moles de C an}^{-1} \text{ si l'on ne considère que l'apport supplémentaire.}$$

A partir de ces estimations, nous pouvons apprécier l'incidence de cet apport pour l'Océan Atlantique total dont la demi-vitesse moyenne d'expansion est d'environ $2,87 \text{ cm an}^{-1}$ (Tab. V). Les concentrations moyennes en moles de CO₂ kg⁻¹ d'eau océanique sont obtenues en rapportant les apports de gaz carbonique au volume de l'Océan Atlantique (Tab. VI). Ces concentrations sont multipliées par 2 pour tenir compte d'un gradient linéaire de répartition du CO₂ entre le fond et la surface, correspondant au cas b de la figure 3 :

$$(1,92 \cdot 10^{11} \text{ moles an}^{-1} \text{ en CO}_2) + (1,025 \times 68 \cdot 10^{18} \text{ kg}) \times 2 \approx 5 \cdot 10^9 \text{ moles kg}^{-1} \text{ an}^{-1} \text{ en CO}_2$$

Comme précédemment pour l'océan global, des concentrations sont calculées pour des durées de 10⁵, 10⁶ et 10⁷ années, sans perte de CO₂ (Tab. VII). Elles sont légèrement inférieures à celles calculées pour l'océan global au Crétacé et atteignent 0,05 moles kg⁻¹ au bout de 10 Ma. Il s'agit là d'une concentration piégeant tout le dégazage de la ride, mais si l'on tenait compte que du supplément par rapport à l'équilibre actuel, ces valeurs seraient 60% moins importantes.

Dans tous les cas, stockage total du CO₂ ou seulement du supplément par rapport à la situation actuelle, les concentrations obtenues restent très inférieures à celles du lac Nyos (0,146 moles l⁻¹ à 130 m et 0,178 mole l⁻¹ au fond) ; on est donc très loin des conditions d'un méromictisme dans l'Atlantique dans le cas de l'OAE 1a.

	Atlantique total	Atlantique Sud
Apport annuel en moles kg ⁻¹	5 10 ⁻⁹	1,6 10 ⁻⁸
Quantité (en moles kg ⁻¹) de CO ₂ accumulé en 0,1 Ma	0,0005	0,00160
Quantité (en moles kg ⁻¹) de CO ₂ accumulé en 1 Ma	0,005	0,0160
Quantité (en moles kg ⁻¹) de CO ₂ accumulé en 10 Ma	0,05	0,160

Tab. VII. — Estimation des quantités totales de CO₂ accumulées dans les eaux de l'Atlantique total ou de l'Atlantique Sud pour différentes durées de dégazage.

Table. VII. — Estimation of the total amount of outgassing CO₂ within the waters of both entire Atlantic and South Atlantic for different duration.

Il convient toutefois d'examiner le cas du bassin Brésil-Angola, qui est nettement plus petit (17 10⁶ km²) et dont le taux d'expansion est plus important que pour l'Atlantique pris dans son intégralité (5 cm an⁻¹). La longueur de ride médio-océanique du bassin Brésil-Angola étant de 4 950 km, contre 13 200 km pour l'Atlantique total, on en déduit que la production crustale de ce bassin représente environ 72% de celle de l'Atlantique total : (4 750 x 5) ÷ (13 200 x 2,7) d'où la quantité absolue de gaz carbonique de :

$$0,72 \times 1,92 \cdot 10^{11} \text{ moles an}^{-1} = 1,38 \cdot 10^{11} \text{ moles an}^{-1}.$$

En prenant les mêmes conditions de distribution du CO₂ dans la colonne d'eau que pour l'Atlantique total on trouve un apport annuel de 1,6 10⁷ moles kg⁻¹ an⁻¹ et une concentration au bout de 10 Ma qui atteint 0,16 moles kg⁻¹ (Tab. VII). Cette concentration est la première qui se rapproche de celle du lac Nyos mais il faut accumuler tout le CO₂ dégazé par la ride et considérer qu'aucun ion carbonate n'a été consommé pendant 10 Ma. Ces conditions étant vraiment irréalistes, il est donc improbable qu'un méromictisme par apport de CO₂ mantellique puisse se développer dans aucun bassin de l'Atlantique pendant l'OAE 1a.

Pour l'OAE 2, il apparaît d'après la carte paléogéographique (fig. 4) que l'océan Atlantique a pratiquement doublé en superficie par rapport à l'Aptien inférieur (OAE 1a). Comme, d'une part, les longueurs de rides sont les mêmes et que, d'autre part, nous avons retenu l'hypothèse d'un débit constant de gaz carbonique sur toute la période moyenne du Crétacé, il en résulte forcément que les accumulations possibles de gaz carbonique après des durées de 10⁵, 10⁶ et 10⁷ années sont deux fois plus faibles que celles calculées pour le cas de l'OAE 1a.

En conséquence, l'effet du méromictisme ne paraît pouvoir être retenu comme cause unique et décisive de la formation des *black shales* ni pour l'Atlantique ni pour l'océan global, ni pour l'OAE 2 et même pas pour l'OAE 1a qui a pourtant connu le plus formidable volcanisme de toute la période considérée.

V. — RETOUR A UN SCENARIO MULTICAUSAL DE LA GENESE DES EVENEMENTS ANOXIQUES

La période moyenne du Crétacé a été caractérisée par une géodynamique très active dont la principale conséquence a été une multiplication de la vitesse d'expansion des rides par trois et la formation de plusieurs LIP. Les effets directs et indirects de premier ordre de cet accroissement de la formation de croûte océanique ont été :

- La turgescence des rides avec élévation progressive du niveau marin dont l'apogée se situe au Cénomaniens (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) ;

- L'accélération des vitesses de subduction, donc l'augmentation en proportion du volcanisme d'arc ;

- L'apport massif de gaz carbonique, sulfurique et chlorhydrique par le volcanisme et l'hydrothermalisme (Caldeira et Rampino, 1991), ce qui a conduit à un enrichissement de l'atmosphère en gaz carbonique 6 fois plus important que la concentration actuelle (Arthur *et al.*, 1985 ; Barron et Washington, 1985 ; Weissert *et al.*, 1985 ; Berger et Spitzzy, 1988 ; Berner, 1991) ;

- L'effet de serre correspondant a provoqué une augmentation de la température de surface d'environ 10°C par rapport à l'actuel, tandis que la température des eaux océaniques a augmenté d'environ 7°C (Arthur *et al.*, 1985 ; Sundquist, 1985). Ceci conduit à une Terre sans calottes polaires, même si des périodes à l'effet de serre moins marqué sont décelables (Weissert et Lini, 1991), notamment juste après les OAE (Kuypers *et al.*, 1999).

- L'absence de glaces polaires conduit à un enfoncement plus lent des eaux vers les grandes profondeurs, d'où une moins bonne ré-oxygénation des eaux de fond ;

- La productivité primaire fut potentiellement multipliée par 4 à 8 du fait du carbone excédentaire, mais également de l'apport accru des nutriments, qu'ils soient de provenance volcanique ou continentale. En effet, le doublement des précipitations et la nature plus acide des pluies ont permis un lessivage plus important des sols (Garrels *et al.*, 1975) ;

- Des circulations actives des vents de surface, du fait des écarts de températures dans les hautes latitudes entre l'océan "chaud" et les continents "frais", ont pu favoriser la formation d'upwellings côtiers comparables à ceux de l'actuel (Barron et Washington, 1982) ;

- Dans les zones tropicales, l'évaporation multipliée par 2 conduit au dépôt de séries évaporitiques et au plongement de saumures, pouvant provoquer ou renforcer l'anoxie par effet de stratification ;

- Dans les zones à fortes précipitations, des apports d'eau douce restant en surface de mers ou océans restreints, ont pu produire un autre type de stratification des eaux, comme dans le cas des sapropèles quaternaires de Méditerranée (Rossignol-Strick, 1987).

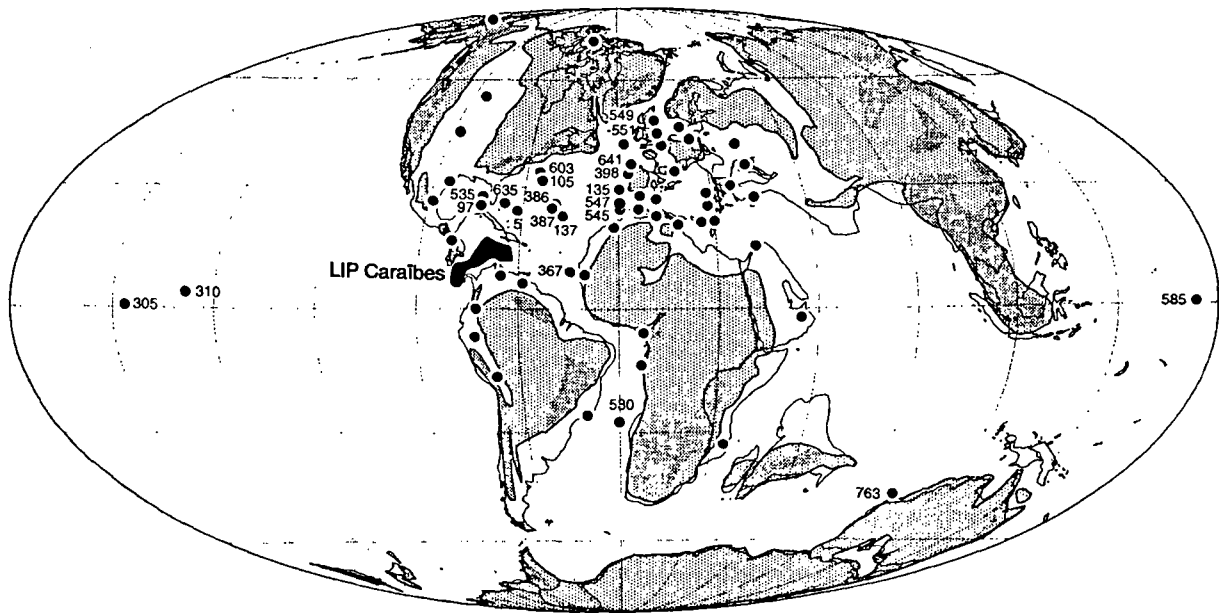


Fig. 4. — Reconstitution paléogéographique globale au Cénomanién (sur un fond de Smith *et al.*, 1994) présentant la position du LIP Caraïbes et les sites de dépôt de black shales.

Fig. 4. — Cenomanian palaeogeographic reconstruction (after Smith *et al.*, 1994) showing the location of the main submarine basaltic plateaus forming the Caribbean Large Igneous Province, as well as the location of sites with black shale deposition.

Les conditions précédentes, entraînant toutes une productivité primaire forte associée à une diminution de l'oxygène disponible pour la dégradation de la matière organique, sont donc suffisantes pour expliquer sinon la genèse des OAE du moins l'extension du dépôt des *black shales* dans la période moyenne du Crétacé. Et pourtant, malgré toutes les causes énumérées précédemment, la formation des OAE ne s'est produite que de façon exceptionnelle. Il a donc fallu un ou des facteur(s) forçant(s) supplémentaire(s) pour expliquer ces événements brefs et de grande extension.

Si, comme nous venons de le démontrer, il est difficile d'attribuer aux seuls dégazages des rides et des plateaux l'apparition des OAE, l'hypothèse de Busson et Cornée (1996) garde toutefois l'intérêt d'avoir rappelé l'importance primordiale du supplément de CO₂ lié au volcanisme sous-marin. Dans l'état actuel de nos connaissances, la corrélation temporelle n'est pas mauvaise entre les OAE de la période moyenne du Crétacé et la mise en place successive des LIP d'Ontong-Java, des Kerguelen et des Caraïbes. Les apports mantelliques de ces superpanaches situés à l'aplomb des rides médio-océaniques (LIP Kerguelen), de grandes failles transformantes (LIP des Caraïbes), voire d'un point triple (LIP Ontong-Java), montent à partir de la limite noyau/manteau jusqu'à la surface en quelques millions d'années (Tarduno *et al.*, 1991 ; Coffin et Eldholm, 1994). Cette remontée rapide pourrait précéder de peu, voire coïncider avec les OAE. Des informations supplémentaires sur l'âge comparé des OAE et des LIP devraient permettre de vérifier cette hypothèse, mais on se heurte ici à l'impossibilité de dater avec la même finesse – ou les mêmes outils biostratigraphique et radiochronologique – des séries sédimentaires et des séries

volcaniques. La seule issue est de trouver des séries où basaltes et sédiments sont interstratifiés, comme dans le cas du Guyot Allison dans les Monts du Pacifique central (Baudin *et al.*, 1993 ; Tarduno *et al.*, 1995).

Il est donc fort probable que les apports massifs de gaz carbonique au moment de la mise en place des LIP, entraînant en cascade une accélération et une intensification des effets énumérés ci-dessus, induisent la genèse des OAE selon un scénario proche de celui proposé par Jenkyns (1999). A ce scénario, il convient également d'ajouter deux autres facteurs forçants (fig. 5). Les transgressions de troisième ordre pendant lesquelles les OAE prennent place (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) augmentent la surface des plates-formes peu profondes, conduisant ainsi à une augmentation de la productivité. De plus, les variations cycliques des paramètres astronomiques peuvent augmenter encore les effets climatiques.

Ainsi on peut supposer que la mise en place des LIP a été le coup de pouce qui a suffisamment perturbé le système et permis l'initiation des OAE. Pendant ces périodes de quelques centaines de milliers d'années, les bouleversements produits par les superpanaches sont tels que la biosphère n'a pu s'adapter pour recycler tout le CO₂ et les nutriments. Par la suite, au cours de l'OAE, plusieurs facteurs peuvent concourir pour faire diminuer la quantité de CO₂. Premièrement, la biosphère peut progressivement récupérer son retard initial par une augmentation de la production, donc de la consommation du CO₂ et des nutriments. Deuxièmement, l'augmentation de l'altération à la surface de la Terre, et notamment celle des silicates consommatrice de CO₂, a joué à plein son rôle de pompe de CO₂ (Garrels *et al.*, 1975 ; Garrels et Lerman, 1981 ;

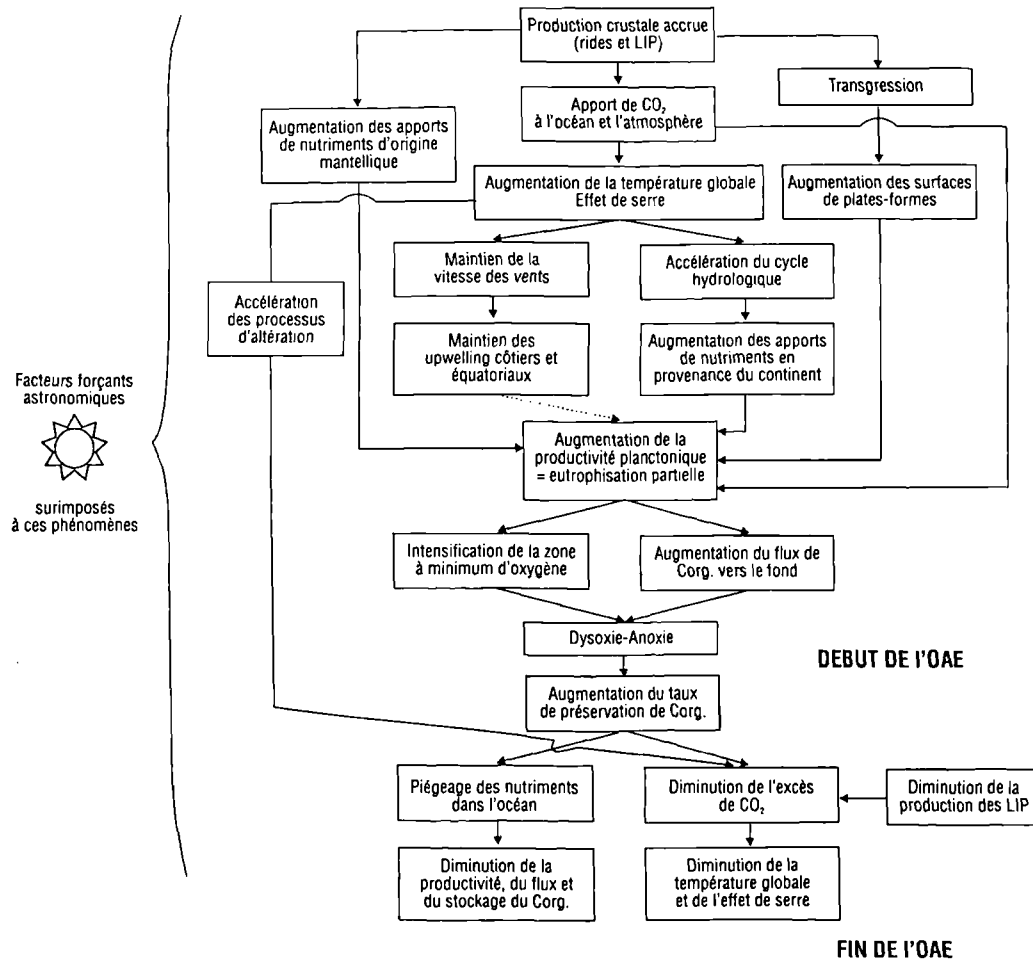


Fig. 5 – Scénario de la succession des causes et de leurs effets conduisant à la genèse des OAE.

Fig. 5 Flow chart of causes and effects explaining the genesis of the OAEs.

Gregor *et al.*, 1988). Cet effet est certainement décuplé du fait des pluies plus acides et de l'activité des bactéries et les lichens qui catalysent fortement ces réactions d'altération. Enfin il est également envisageable que l'activité mantellique ait finalement diminué, la mise en place des LIP s'étendant sur 3 à 4 Ma d'après Coffin et Eldholm (1994). Au total, les conditions et la durée de l'OAE ont permis de soustraire au système une grande quantité de nutriment et de CO₂. Cela conduit donc à une réduction des effets rappelés ci-dessus et donc à la fin de l'optimum du dépôt des *black shales* et à l'achèvement de l'OAE (fig. 5).

VI. — CONCLUSIONS

Les événements anoxiques océaniques (OAE) de la période moyenne du Crétacé apparaissent nettement comme des crises paléocéanographiques. Comme d'autres crises géologiques, les OAE semblent résulter d'une conjonction de causes, ces dernières étant soit liées directement les unes aux autres, soit tout à fait indépendantes. Mais ce qui frappe dans le cas des OAE de la période moyenne du Crétacé, c'est que la

plupart des causes invoquées sont réunies pendant près de 40 Ma alors que ces événements sont distincts et de courte durée (environ 0,5 Ma). Pour expliquer ce phénomène, divers auteurs ont recherché des facteurs forçants uniques de nature paléogéographique, eustatique, courantologique ou trophique. Récemment, l'effet d'un méromictisme océanique, par accumulation du CO₂ d'origine mantellique, est venu compléter ces hypothèses.

Aussi séduisante que soit cette idée, il apparaît d'après nos calculs que ni l'océan global, ni l'Océan Atlantique ni aucun de ses divers sous-bassins aient jamais atteint les conditions d'un méromictisme par accumulation de CO₂ dans des laps de temps compatibles avec ceux des OAE.

En revanche, l'hypothèse garde l'intérêt de rappeler l'importance primordiale du CO₂ lié au volcanisme sous-marin. Les apports mantelliques des superpanaches à l'origine des provinces ignées géantes (LIP) d'Ontong-Java, des Kerguelen et des Caraïbes pourraient précéder de peu, voire coïncider avec les OAE. Des informations supplémentaires sur l'âge comparé des OAE et de la mise en place des LIP devraient permettre de vérifier cette hypothèse. Associé aux transgressions et aux variations des paramètres orbitaux,

l'effet des superpanaches est sans doute l'un de ces facteurs forçants exceptionnels qui ont contribué à la genèse des OAE.

La brièveté des OAE est probablement imputable à la brièveté de ces facteurs forçants exceptionnels (de l'ordre de

quelques 100 ka à quelques Ma) mais également à la vitesse de récupération de la biosphère pour s'adapter aux modifications tant climatiques que géochimiques qui caractérisent les événements anoxiques océaniques de la période moyenne du Crétacé.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHUR M.A., DEAN W.E. et SCHLANGER S.O. (1985). — Variations in the Global Carbon Cycle during the Cretaceous related to Climate, Volcanisms, and changes in Atmospheric CO₂. In SUNDQUIST E.T. et BROECKER W.S. (eds), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present. Geophys. Monograph*, 32, pp. 504-529.
- ARTHUR M.A., JENKYN H.C., BRUMSACK H.J. et SCHLANGER S.O. (1990). — Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In R.N. GINSBURG et B. BEAUDOIN (eds), *Cretaceous resources, events and rhythms. Kluwer Academic Publishers*, pp. 75-119.
- ARTHUR M.A. et NATLAND J. H. (1979). Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous basins. In TALWANI M., HAY W. et RYAN W.B.F. (eds), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironments. Am. Geophys. Union*, 3, pp. 375-401.
- ARTHUR M.A. et SCHLANGER S.O. (1979). — Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bull.*, 63 (6), pp. 870-885.
- ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. et JENKYN H.C. (1987). — The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In BROOKS J. et FLEET A.J. (eds), *Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication*, 26, pp. 401-420.
- BARRON E.J. (1983). — A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth Science Review*, 19, pp. 305-338.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. (1982). — Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40, pp. 103-133.
- BARRON E.J. et WASHINGTON W.M. (1985). Warm Cretaceous Climates: High Atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. In SUNDQUIST E.T. et BROECKER W.S. (eds), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present. Geophys. Monograph*, 32, pp. 546-554.
- BAUDIN F. (1995). — Depositional controls on the Mesozoic source rocks in the Tethys. In A.Y. HUC (ed.) *Paleogeography, Paleoclimates and Source Rocks. AAPG Studies in Geology*, 40, 191-211.
- BAUDIN F. ET HERBIN J-P. (1996). — Paleoenvironments and organic-rich facies deposition in the Tethyan realm: Toarcian, Kimmeridgian and Cenomanian time intervals. In A.E.M NAIRN, L.E. RICOU, B. VRIELYNCK et J. DERCOURT eds. *The Ocean Basins and Margins: The Tethys Ocean.* Plenum Press, 8, 319-346.
- BAUDIN F., ARNAUD H., SAGER W.W., WINTERER E.L., FIRTH J., BAKER P.E., BRALOWER T., CASTILLO P., COOPER P., FLOOD P.G., GOLOVCHENKO X., IRYU Y., IVANOV M., JENKYN H.C., KENTER J.A.M., MURDMAA I.O., MUTTERLOSE J., NOGI Y., PAULL C.K., POLGREEN E., ROHL U., SLITER W.V., STRASSER A., SWINBURNE N.H.M., TARDUNO J.A. et WAASBERGEN R. VAN (1993). — Atolls et guyots du Pacifique Nord-Ouest: résultats préliminaires du Leg ODP 143. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 316, 4, pp. 505-511.
- BERGER W.H. et SPITZY A. (1988). — History of atmospheric CO₂: constraints from the deep-sea record. *Paleoceanography*, 3 (4), pp. 401-411.
- BERGGREN W.A. et HOLLISTER C.D. (1977). — Plate tectonics and paleocirculation commotion in the ocean. *Tectonophysics*, 38, pp. 11-48.
- BERNER A., LASAGA A.C. et GARRELS R.M. (1983). — The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci.*, 283, pp. 641-683.
- BERNER R. A. (1991). — A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. J. Sci.*, 291, pp. 339-376.
- BRALOWER T.J., SLITER W.V., ARTHUR M.A., LECKIE R.M., ALLARD D. et SCHLANGER S.O. (1993). — Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). In: M.S. PRINGLE, SAGER W.W., SLITER W.V. et STEIN S. eds, *The Mesozoic Pacific: Geology, tectonics and volcanism. Geophys. Monograph*, 77, pp. 5-37.
- BRASS G.W., SOUTHAM J.R. et PETERSON W.H. (1982). — Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, pp. 620-623.
- BREHERET J.G. (1997). — L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. *Société Géologique du Nord. Publication*, 25, 614 p.
- BUDYKO M.I. et RONOVA A.B. (1979). — Chemical evolution of the atmosphere in the Phanerozoic. *Geochem. Int.*, 16, pp. 1-9.
- BUSSON G. (1984). — Relation entre la sédimentation du Crétacé moyen et supérieur de la plate-forme du Nord-Ouest africain et les dépôts contemporains de l'Atlantique centre et nord. *Eclogae geol. Helv.*, 77, 2, 221-235.
- BUSSON G. et CORNEE A. (1996). — L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal: une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO₂ mantellique. *Société géologique du Nord, Publication*, 23, 143 p.
- CALDEIRA K. et RAMPINO M.R. (1991). — The mid-Cretaceous super plume carbon dioxide, and global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 18, pp. 987-990.

- CARON M., ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., BAUDIN F., DECONNINCK J.F., HOCHULI P., VON SALIS-PERCH NIELSEN K. et TRIBOVILLARD N.P. (1999). — Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanién/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie Centrale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170 (2), pp. 145-160.
- COFFIN M.F. et ELDHOLM O. (1994). — Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external conséquences. — *Rev. Geophys.*, 32 (1), pp. 1-36.
- ERBACHER J., THUROW J. et LITCKE R. (1996). — Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations : a new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24 (6), pp. 499-502.
- GARRELS R.M. et LERMAN A. (1981). — Phanerozoic cycles of sedimentary carbon and sulfur. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 78, pp. 4652-4656.
- GARRELS R. M., MACKENZIE F. T. et HUNT C. (1975). Chemical cycles and the global environment. In W. KAUFMANN (ed.). INC California, USA, pp. 79-87.
- GREGOR C. B., GARRELS R. M., MACKENZIE F. T. et MAYNARD J. B. (1988). Chemical cycles in the evolution of the Earth. Wiley, *Interscience publication*, pp. 105-168.
- GRACIANSKY de P.C., BROSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MÜLLER C., SIGAL J. et SCHAAF A. (1982). — Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique: paléogéographie et milieu de dépôt. *Rev. Inst. fr. Pétr.*, 37 (3), pp. 275-336.
- GRACIANSKY de P.C., DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MÜLLER C., SCHAAF A. et SIGAL J. (1984). — Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. *Nature*, 308, pp. 346-349.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987). — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN TH., GRACIANSKY de P.C. et VAIL P.R. (1998). — Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In GRACIANSKY de P.C., HARDENBOL J., JACQUIN TH. et VAIL P.R. (eds) Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. *SEPM Spec. Publ.*, 60.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. et SMITH D.G. (1990). — A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press.*, 131 p.
- HAYS J.D. et PITMAN W.C. (1973). — Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological conséquences. *Nature*, 246, pp. 18-22.
- JAVOY M., PINEAU F. et ALLEGRE C. (1982). — Carbon geodynamic cycle. *Nature*, 300 (5888), pp. 171-173.
- JENKYN H.C. (1980). — Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc.*, 137 (2), pp. 171-188.
- JENKYN H.C. (1999). — Mesozoic anoxic event and palaeoclimate. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H7-9, pp. 943-949.
- KRUIJS E. et BARRON E. (1990). — Climate Model Prediction of Palaeoproductivity and Potential Source-Rock Distribution. In A.Y. HUC (ed) Deposition of Organic Facies. *AAPG Studies in Geology*, 30, pp. 195-216.
- KUSUKABE M., OHSUMI T. et ARAMAKI S. (1989). — The Lake Nyos gas disaster: chemical and isotopic evidence in waters and dissolved gases from three Cameroonian crater lakes Nyos, Monoun and Wum. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 39, pp. 167-185.
- KUYPERS M.M., PANCOST R.D. et SINNINGHE DAMSTE J.S. (1999). — A large and abrupt fall in atmospheric CO₂ concentration during Cretaceous times. *Nature*, 399, pp. 342-345.
- LARSON R. L. (1991a). — Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, pp. 547-550.
- LARSON R. L. (1991b). — Geological Consequences of Superplumes. *Geology*, 19, pp. 963-966.
- LARSON R. L. et OLSON P. (1991). — Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, pp. 437-447.
- LASAGA A.C., BERNER R.A. et GARRELS R.M. (1985). — An improved geochemical model of atmospheric CO₂ fluctuations over the past 100 million years. In E.T. SUNDQUIST ET W.S. BROECKER (eds), The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural variations from Archean to Present. *Geophys. Monograph*, 32, 397-411.
- LEAVITT S. W. (1982). — Annual volcanic carbon dioxide emission; an estimate from eruption chronologies. *Env. Geol.*, 4, pp. 15-21.
- MANABE S. et BRYAN K. (1985). — CO₂ induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications. *J. Geophys. Res.*, 98 (6), pp. 11689-11707.
- MAC LEAN D.M. (1985). — Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions. *Cret. Res.*, 6, pp. 235-259.
- MICHARD G. (1989). — Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. in BONNET J.J. (ed) Sciences et Techniques, 357 p.
- OSKARSSON N. (1990). — Carbon dioxide bursts of Lake Nyos, Cameroon, modelled as periodic supersaturation in a countercurrent reactor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42, pp. 307-318.
- PARRISH J.T. et CURTIS R.L. (1982). — Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the mesozoic and cenozoic eras. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 40, pp. 31-66.
- PEDERSEN T. et CALVERT S. (1990). — Anoxia vs. productivity: what control the formation of organic carbon-rich sediments in sedimentary rocks ? *AAPG Bull.*, 74 (4), pp. 434-466.
- RILEY J.P. et CHEISTER R. (1971). — Introduction to marine chemistry. Chap. 6. The dissolved gases in seawater. Part 2. Carbon dioxide. *Academic Press*, pp. 121-151.
- RILEY J.P. et CHEISTER R. (1983). *Chemical Oceanography*, vol. 8. *Academic Press*, 395 p.
- ROSSIGNOL-STRICK M. (1987). — Variation de l'insolation, formation des sapropèles méditerranéens quaternaires. Implications géologiques pour les black-shales du Crétacé. *Mém. Soc. géol. France*, 151, pp. 7-26.
- SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYN H.C. et SCHOLLE P.A. (1987). — The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine 13C excursion. In BROOKS J. et FLEET A.J. (eds), Marine Petroleum Source Rocks. *Geol. Soc. Special Publ.*, 26, pp. 371-399.

- SCHLANGER S.O. et JENKYN H.C. (1976). — Cretaceous anoxic events: causes and consequence. *Geol. Mijnb.*, 55, pp. 179-184.
- SHERIDAN R. E. (1987). — Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, 2 (2), pp. 97-118.
- SMITH A.G., SMITH D.G. et FUNNEL B.M. (1994). — Atlas of Mesozoic and Cenozoic costlines. *Cambridge Univ. Press*, 99 p., 31 cartes.
- SOUTHAM J.R., PETERSON W.H. et BRASS G.W. (1982). — Dynamic of Anoxia. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 40 (1-3), pp. 183-198.
- SUNDQUIST E. T. (1985). Geological perspectives on Carbon dioxide and the Carbon cycle. in E. T. SUNDQUIST et BROECKER (Eds.), *The Carbon cycle and Atmospheric CO₂*, *Geophys. Monograph*, 32.
- TARDUNO J., SLITER W. V., KROENKE L., LECKIE M., MAYER H., MAHONEY J. J., MUSGRAVE R., STOREY M. et WINTERER E. L. (1991). — Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Sciences*, 254, pp. 399-403.
- TARDUNO J. A. et SAGER W. W. (1995). — Polar standstill of the Mid-Cretaceous Pacific Plate and its geodynamic implications. *Science*, 269, pp. 956-959.
- THIERSTEIN H. R. et BERGER W. H. (1978). — Injection events in ocean history. *Nature*, 276, pp. 461-466.
- TISSOT B., DEMAISON G., MASSON P., DELTEIL J. R. et COMBAZ A. (1980). — Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in atlantic basins. *AAPG Bull.*, 64 (11), pp. 2051-2063.
- WEISSERT H. et LINI A. (1991). — Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate. In MÜLLER D.W., Mc KENZIE J.A. et WEISSERT H. (eds): *Controversy in modern Geology*. *Academic Press*, pp. 173-191.
- WEISSERT H., MAC KENZIE J.A. et CHANNELL J.E.T. (1985). — Natural variation in the carbon cycle during the early Cretaceous. In E.T. SUNDQUIST et W.S. BROECKER (eds) *The carbon cycles and atmospheric CO₂: natural variations. Archean to the Present*. *Geophys. Monograph*, 32, 531-545.

NOUVELLES DONNEES SUR LE PERMIEN DU MASSIF DE BULOLO, DANS LE VERSANT MERIDIONAL DE L'HINDOU KOUCH, EN AFGHANISTAN

New data on the Permian of Bulola massif, in the southern slope of Hindu Kush, Afghanistan

par Daniel VACHARD(*) et Emmanuel BOUYX (**)

(Planches IX à XI)

Résumé. — Le Permien du Massif de Bulola, illustré par la coupe de Jare Nawca, fait l'objet d'une nouvelle étude. Cette coupe se révèle être une des plus complètes du versant méridional de l'Hindou Kouch, sans être pour autant la plus fossilifère. Son principal intérêt est de présenter une zone à *Neoschwagerina simplex* particulièrement bien développée, et de permettre de nombreuses corrélations biostratigraphiques entre ce niveau et ses équivalents téthysiens ou nord-américains. La redescription de la coupe de Jare Nawca permet également d'entamer une discussion sur les étages du Permien moyen de la Paléotéthys.

Abstract. — *The Permian of the Bulola Massif is revisited, in relation to a new description of the Jare Nawca section, the probably most complete, although not the most fossiliferous, section of the western slope of the Hindu Kush range. The principal result concerns the identification of the Neoschwagerina simplex zone, characteristic of the Tethyan early Murgabian and American equivalents. The redescription of the section allows to discuss the stratigraphical subdivision into stages of the middle Permian from the Paleotethys.*

1. — INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Le Permien du massif de Bulola appartient à la série des « calcaires à Fusulines » (Hayden, 1911) qui, en Afghanistan, affleure sur le versant méridional de l'Hindou Kouch depuis le Moyen-Ghorband jusqu'au-delà du col d'Ak Robot (fig. 1), où les formations paléozoïques de la chaîne disparaissent sous les plateaux crétacés de Band-e Amir et du Turkestan. A mi-chemin entre le col du Shebar et l'extrémité orientale du bassin de Bamyan, la piste qui longe le versant méridional de la chaîne, et constitue l'une des principales voies de communication entre la plaine de Kaboul et l'Afghanistan central, emprunte un défilé creusé dans les masses calcaires verticales de ce massif, les gorges de Bulola (fig. 1-2). C'est là, ainsi que dans le ravin de Khwaja Ghar, au Nord de Bamyan, qu'Hayden (1909) recueillit et identifia pour la première fois en Afghanistan plusieurs espèces de Fusulines dont "*Fusulina elongata*" Shumard. Cette forme de grande taille, décrite dans les Guadalupe Mountains du Texas, fut ensuite attribuée à *Polydiexodina afghanensis* Thompson, 1946, avant de devenir l'espèce-type d'*Eopolydiexodina* Wilde, 1975. Cette détermination par Thompson (1946) du genre américain *Polydiexodina*, au milieu d'une association caractéristique de faunes méditerranéennes et asiatiques, lui suggéra une corrélation biostratigraphique entre le Guadalupien d'Amérique du Nord et ce Permien afghan. Si la systématique des Fusulines n'était qu'approximative, l'intuition biostratigraphique s'avérait exacte.

A la suite d'Hayden, les affleurements des gorges de Bulola furent échantillonnés par tous les géologues qui parcoururent la région, notamment Furon (1924, 1927), auteur d'une étude générale de l'Hindou Kouch ; Schenck, et d'autres géologues pétroliers, qui prélevèrent le matériel à partir duquel Thompson (1946) décrivit ses importantes microfaunes afghanes ; Popol & Tromp (1954) ; Desio, dont les récoltes conduisirent Ciry (*in* Desio, 1960) à distinguer deux horizons du Permien moyen dans les calcaires des gorges de Bulola.

Durant les années 60 et 70, les géologues des missions allemandes, soviétiques et françaises réunirent une abondante documentation sur le Permien de la région et sur ses microfaunes. On en trouvera l'essentiel dans les ouvrages suivants : (1) l'article de synthèse de Siehl (1967) sur le Permien d'Afghanistan ; (2) le volumineux ouvrage de Wolfart & Wittekindt (1980) consacré à la géologie du pays ; (3) diverses communications de Leven qui étudia les microfaunes permiennes des géologues soviétiques, et vient de publier (1997) un important mémoire consacré au Permien d'Afghanistan et à ses faunes de Fusulinides ; (4) de nombreuses publications de de Lapparent, souvent cosignées par Lys, qui détermina l'essentiel de son matériel micropaléontologique (de Lapparent *et al.*, 1965 ; de Lapparent & Lys, 1965 ; Lys & de Lapparent, 1971 ; Lys, 1977) ; et (5) dans les contributions d'autres membres de la Mission géologique française (Lys *et al.*, 1973 ; Boulin & Bouyx, 1977 ; Vachard, 1980 ; Vachard & Montenat, 1981).

(*) Université des Sciences et Technologies de Lille, UFR des Sciences de la Terre, UPRESA 8014 du CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. E mail: Daniel.Vachard@univ-lille 1.fr

(**) Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, Institut EGID, 1 allée Daguin, 33607 Pessac Cedex. E mail: bouyx@egid.u-bordeaux.fr

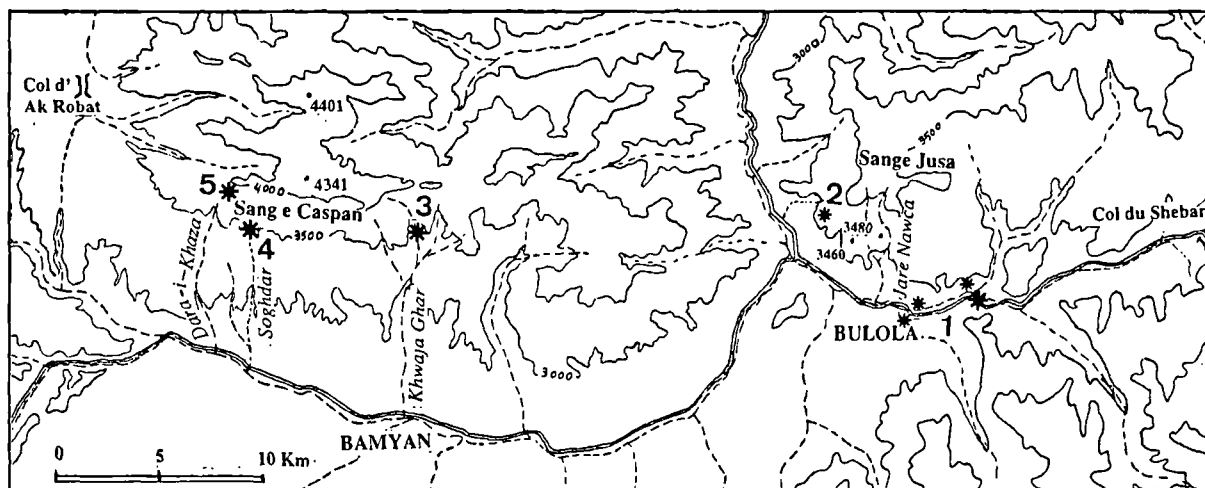


Fig. 1. — Carte du versant sud de l'Hindou Kouch (Afghanistan), entre les cols du Shebar et d' Ak Robot. Les astérisques noirs et les numéros indiquent la position des principaux gisements fossilifères mentionnés dans cette note. 1: Fusulines des gorges de Bulola (voir aussi fig. 2); 2: Fusulines des Hauts de Bulola (Lys *et al.*, 1973); 3: Fusulines du ravin de Khwaja Ghar découvert par Hayden (1909); 4: Fusulines géantes du Sang-e Caspan; 5: Goniatites artinskiennes (Bouyx *et al.*, 1970).

Fig. 1. Map of southern slope of Hindu Kush (Afghanistan), from Shebar Pass to Ak Robot Pass. Black asterisks and numbers indicate the location of the main fossiliferous outcrops mentioned in this paper. 1: Fusulinids from Bulola gorges (see also fig. 2); 2: Fusulinids from Bulola hills (Lys *et al.*, 1973); 3: Fusulinids from Khwaja Ghar gully discovered by Hayden (1909); 4: Giant fusulinids from Sang-e Caspan; 5: Artinskian goniatites (Bouyx *et al.*, 1970).

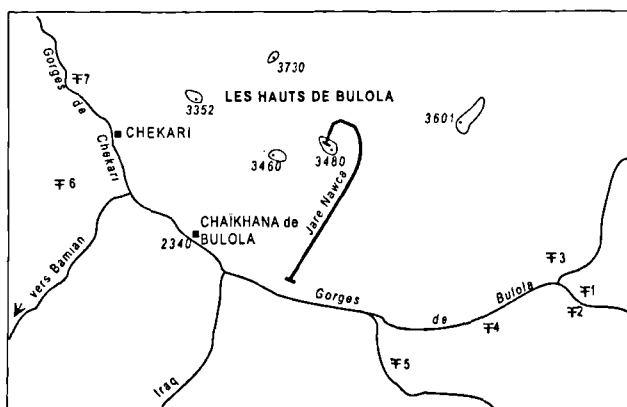


Fig. 2. — Tracé de la coupe de Jare Nawca, avec position des gisements fossilifère étudiés par Hayden (1909 et 1911) et Lys & de Lapparent (1971 ; F 1 à F 7), dans la région de Bulola.

Fig. 2. — Location of Jare Nawca section with the main regional fossiliferous outcrops studied by Hayden (1909, 1911) and Lys & de Lapparent (1971; F 1 to F 7), in the Bulola area.

II. — LA SERIE DES « CALCAIRES A FUSULINES » DANS LE MASSIF DE BULOLO

Les associations de Foraminifères, qui sont mentionnées dans les publications consacrées au Permien de ce massif, correspondent à une succession d'horizons biostratigraphiques qui s'étagent du Bolorien (ou Kungurien), soupçonné par Sichel (1967) et confirmé par Leven (1997), jusqu'au Midien (ou au Murgabien supérieur au sens ancien de Leven ou de Lys ; voir la discussion ci-dessous). L'essentiel des « calcaires à Fusulines » de la région appartient donc à la partie moyenne du Permien, c'est-à-dire suivant l'échelle stratigraphique à

laquelle on se réfère, soit au Permien moyen, soit à la partie inférieure du Permien supérieur. En effet, dans l'échelle stratigraphique du Permien de la Téthys établie par Leven (1981) et adoptée par Lys (1986), le Permien est subdivisé en trois termes dont un Permien moyen correspondant au Bolorien, au Kubergandien et au Murgabien. En revanche, dans une nouvelle échelle qu'il vient de proposer, Leven (1997) ne partage plus le système qu'en un Permien inférieur, dont le Bolorien représente l'étage le plus élevé, et un Permien supérieur dont les trois étages Kubergandien, Murgabien et Midien constituent la moitié inférieure (Tabl. I). Quant à Jin *et al.* (1997), ils adoptent aussi une division tripartite, mais différente de la première classification de Leven, du fait surtout que le Permien supérieur de cet auteur représente en grande partie leur Permien moyen. En outre, Jin *et al.* réduisent le Permien supérieur aux seuls Dzhulfien (prononcer Djoulfien) et Dorashamien, pour lesquels ils empruntent les noms chinois de Wuchiapingien et Changxingien.

Il a été proposé qu'à Bulola le sommet de la série appartienne à ce Permien le plus élevé, car la présence de Dzhulfien y a été envisagée (Termier *et al.*, 1973 ; Termier & Termier, 1977) en raison des nombreuses sections d'*Alatoconcha vampyra* Termier & Termier dans les masses récifales qui surmontent les couches à Fusulines du Murgabien supérieur (Lys *et al.*, 1973). En effet, ces grands Lamellibranches apparaissent également en Afghanistan central, dans une puissante série dolomitique qui, à partir du Murgabien supérieur, semble englober le Permien supérieur et faire transition avec le Trias. En l'absence de microfaunes caractéristiques du Permien supérieur, cette hypothèse reste toutefois à vérifier.

D'autres incertitudes concernent les quelques dizaines de mètres d'alternances de grès, grès calcaires, pélites gréseuses et conglomérats qui, en différents affleurements du massif,

LEVEN, 1967	LEVEN, 1992, 1997	CLASSIFICATION PROPOSEE (Proposed classification)	U.S.A.	PERMIEN	
TATARIEN	Dorashamien	Dorashamien	?	SUP.	
	Dzhulfien	Dzhulfien	Ochoan		
MURGABIEN	M I D I E N	Yabelna-Lepidolina	Lantschichites	CAPITANIEN	M O Y E N
		Yabelna	Yabelna		
		Afghanella-Yabelna	Sumatrina bulolensis Dunbarula		
	M U R G A B I E N	Afghanella schencki	Eopolydixodina géants	WORDIEN	
A tereshkovae		N. simplex- Praesumatrina			
KUBERGANDIEN	K U B E R G .	Cancelлина	Cancelлина	K U B E R G .	ROADIEN
BOLORIEN	B O L O R .	Armenina-Misellina	Cancelлина-Misellina	LEONARDIEN	I N F . (p. 19)
		Misellina	Perrinites hilli		

Tabl. I. — Tableau de corrélation des échelles stratigraphiques du Permien moyen.

Tabl. I. — Correlation table of the Middle Permian stratigraphic scales.

précèdent les premiers niveaux à Fusulines et dont l'âge ne peut être, en l'absence de fossiles, directement établi.

On sait que, sur le versant méridional de l'Hindou Kouch, une partie au moins des assises à dominante détritique auxquelles succèdent les niveaux carbonatés à Fusulines est d'âge carbonifère. En effet, dans les rares affleurements où la base des couches détritiques a été observée, elles débutent par des conglomérats namuriens (Boulin *et al.*, 1973 ; Vachard, 1980), en discordance sur un socle métamorphique comportant des niveaux de calcaires cristallins du Dévonien (Boulin *et al.*, 1987 ; Blaise *et al.*, 1993). En outre, des microfaunes du Bashkirien et du Moscovien ont été identifiées au Nord-Ouest de Bamyan, dans de minces intercalations de calcaires et de grès calcaires appartenant à de puissantes assises gréso-conglomératiques qui précèdent les calcaires à Goniatites de l'Artinskien et les calcaires à microfaunes du Kubergandien et du Murgabien (Boulin *et al.*, 1978 a et b). Des décharges détritiques vont persister jusqu'en haut de la série des « calcaires à Fusulines », quoique sous une forme très atténuée. C'est notamment le cas dans le Massif de Bulola où l'on observe encore, dans des niveaux élevés du Permien moyen, quelques intercalations de grès et de conglomérats fins dans les couches à dominante carbonatée et à Fusulines, voire des galets namuriens remaniés (Vachard, 1980).

Les conditions d'observation ne permettent jamais de déterminer si la formation namuro-permienne des « calcaires à Fusulines », dans laquelle le Carbonifère terminal et la plus grande partie du Permien inférieur n'ont pas encore été identifiés, correspond ou non à une série continue, car aucun affleurement ne l'expose en totalité. Le Paléozoïque supérieur de la région est en effet impliqué dans de multiples déformations. Les unes, cachetées par le Crétacé, dont la discordance sur le substratum paléozoïque avait été observée dès le siècle dernier à l'extrémité occidentale de la chaîne (Griesbach, 1886), résultent de l'orogénèse cimmérienne. D'autres déformations, beaucoup plus récentes, intéressent jusqu'aux terrains néogènes des bassins cénozoïques de Bamyan et du Ghorband. Alignés d'Est en Ouest, ces bassins jalonnent le trajet de la faille d'Hérat, un grand accident dextre qui marque la limite sud de l'Hindou Kouch et dont la dynamique résulte du déplacement vers le Nord des mégablocs d'origine gondwaniennne qui constituent l'Asie méridionale (plaque Arabique, Iran-Afghanistan central, sous-continent Indien). Sans doute liées au fonctionnement de l'accident d'Hérat, ces déformations plio-quaternaires se manifestent par diverses structures dans les bassins cénozoïques, mais surtout par un écaillage généralisé de toutes les formations, du substratum métamorphique aux terrains néogènes. Les effets de cette tectonique tangentielle, responsable des multiples chevauchements à regard nord qui donnent son style particulier au versant méridional de l'Hindou Kouch, compliquent l'analyse de la série des « calcaires à Fusulines » en raison de l'absence de coupes continues qui en résulte. A l'exception des rares affleurements dans lesquels la discordance des conglomérats namuriens sur le substratum métamorphique a pu être observée, les schistes cristallins du substratum apparaissent en contact tectonique avec n'importe quel niveau du Carbonifère ou du Permien.

Les effets de cette tectonique récente sont particulièrement intenses dans le secteur de Bulola, car il est situé sur le trajet de la faille d'Hérat, d'où l'extrême difficulté d'établir une succession précise à partir des seuls affleurements des gorges. Par contre la série permienne est largement exposée sur les pentes des premiers sommets qui dominent le défilé, entre 3.000 et 3.700 m, avec des masses carbonatées, dont l'étude permet de proposer une succession assez précise du Permien moyen. Au Nord de Bulola, les affleurements dégagés par le ravin de Jare Nawca, puis ceux de la cote 3.480 (fig. 1-3), révèlent dans de bonnes conditions une succession d'assises dans lesquelles ont été déjà datés, au-dessus de formations détritiques d'âge indéterminé, le Kubergandien probable et le Murgabien moyen (Vachard, 1980). Une révision du matériel en provenance de cette coupe nous permet d'apporter des données supplémentaires sur les « calcaires à Fusulines » de la région et sur leurs microfaunes.

III. — LA COUPE DE JARE NAWCA

Dans un premier temps nous adopterons, pour décrire cette coupe (fig. 3), la division en six membres des « calcaires à Fusulines » proposée par Leven (1997, p. 16-20) à partir de son analyse des affleurements de Khwaja Ghar (qu'il orthographie Khojagor) et des gorges de Bulola. Nos propres éléments de datation nous conduiront ensuite à y distinguer 12 subdivisions litho- et/ou biostratigraphiques (fig. 4, Tabl. II), plus précises, mais qui peuvent être sujettes à variation d'une coupe du versant sud à l'autre.

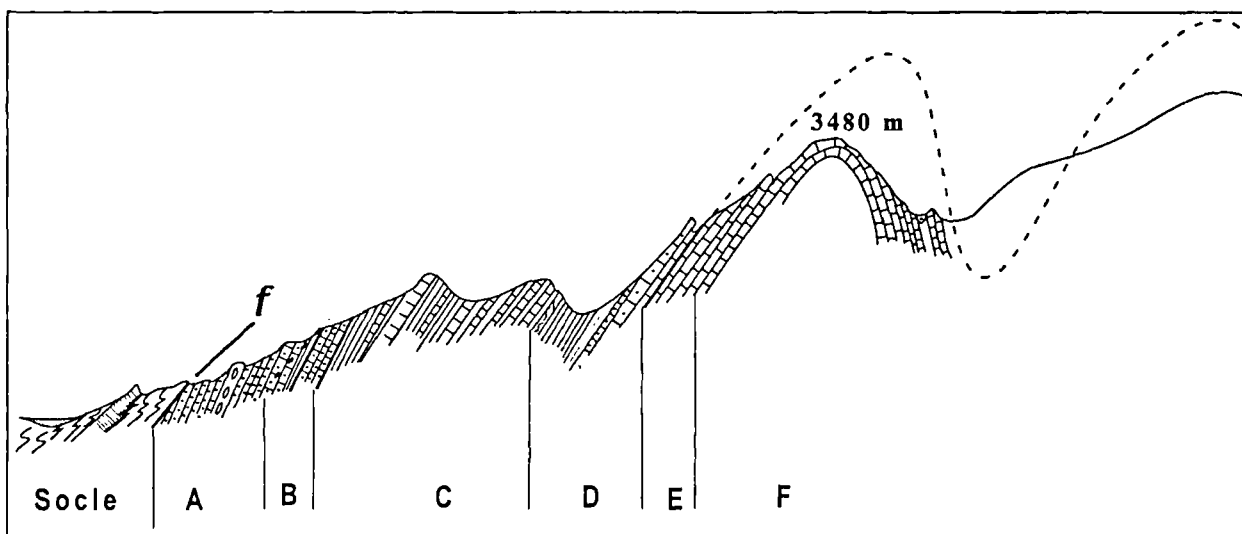


Fig. 3. — Panorama de la coupe de Jare Nawca (du Sud vers le Nord).

Fig. 3. — Overview of the Jare Nawca section (from South to North).

Comme cela est habituel dans la région, le contact avec le socle métamorphique est faillé, et les unités que nous allons décrire peuvent ailleurs (voir par exemple Lys & de Lapparent, 1971, fig. 5 p. 60) reposer tectoniquement sur des calcaires permians. De plus, comme nous le rappelions ci-dessus, des lithoclastes mésocarbonifères peuvent être remaniés dans certains dépôts permians sommitaux. Ceci prouve que la série serpoukhovo-moscoviennne, qui s'observe en d'autres localités du versant sud, est sans doute présente aussi dans le massif de Bulola, même si elle n'apparaît pas dans les affleurements que nous avons étudiés.

Immédiatement à l'Ouest de Bulola, un sentier permet de gravir les premières pentes du versant septentrional en remontant le ravin de Jare Nawca (fig. 1-2). A environ 2 km plus au Nord, vers 2.800 m d'altitude, on parvient à une bifurcation avec un sentier qui, après avoir franchi à 3.400 m un col séparant les cotes 3.460 et 3.480, se dirige vers le Nord-Ouest et un autre qui, ayant contourné la cote 3.480 par son versant oriental, se dirige plein Nord vers la crête du Sang-e Jusa (3.730 m). Ce trajet permet de recouper les terrains suivants (fig. 3) :

* Des formations métamorphiques (socle de la fig. 3). La coupe débute, sur quelques centaines de mètres, par les micaschistes et gneiss fins du socle métamorphique, de fort pendage sud. On y observe de fréquents amas de serpentine, ainsi qu'une puissante masse carbonatée d'environ 50 m d'épaisseur, dont le faciès est comparable à celui des calcaires ferrugineux, qui sont associés aux schistes cristallins en de multiples secteurs du versant méridional de la chaîne. Bien que ce soit par l'intermédiaire d'un contact tectonique injecté de serpentine qu'elle repose sur des schistes cristallins fortement replissés, cette formation carbonatée atypique semble bien faire partie du socle métamorphique.

* Des formations détritiques (niveau A de la fig. 3) précédant les niveaux carbonatés à Fusulines. Elles affleurent sur près de 200 m, avec des alternances de grès plus ou moins grossiers en bancs décimétriques et centimétriques, de pélites gréseuses et d'argillites qui, à mi-hauteur, admettent quelques mètres de conglomérats, en bancs décimétriques, à petits

galets matures, mesurant de 0,5 à 5 cm, de quartz et de phtanites et à fragments de micaschistes. Les grès ont la composition habituelle des assises détritiques qui précèdent les niveaux à Fusulines dans les massifs situés au Nord de Bamyan et dans le Ghorband, avec notamment des quartz souvent anguleux, quelques feldspaths, de petits débris de micaschistes, de quartzites métamorphiques, de roches volcaniques acides et de phtanites. Ces grès peuvent être légèrement calcaires.

Au contact, le pendage des assises détritiques (environ 75° sud) est légèrement plus fort que le pendage général des schistes cristallins qui les surmontent par l'intermédiaire d'une zone broyée. Toutefois les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer si l'on est en présence d'une discordance tectonique ou bien, comme cela est très souvent le cas en versant sud, d'un simple chevauchement du socle sur le Paléozoïque supérieur.

* Des formations à dominante carbonatée (niveaux B à F de la fig. 3), que nous avons analysées jusqu'au sommet 3.480, avant qu'elles ne repartent en synclinal au-delà du Sang-e Jusa (sommet 3730 de la fig. 2).

Elles débutent (niveau B) par une vingtaine de mètres d'assises encore fortement détritiques avec parfois des calcaires sableux en petits bancs ou en plaquettes et des niveaux plus épais de calcaires noduleux, à gros nodules de calcaire bleu unis par un ciment carbonaté parsemé de graviers. Puis les calcaires s'affirment dans le niveau suivant (C) à la base duquel, sur 30 à 40 m, ils alternent avec des grès, des pélites gréseuses et des petits bancs de calcaires bleus à Fusulines. Viennent ensuite une cinquantaine de mètres d'assises de lithologie très diversifiée, avec de fines alternances de calcaires en petits bancs, de calcarénites et de pélites grésocarbonatées qui emballent des bancs de calcaires massifs, certains à Fusulines, et dont la puissance peut varier latéralement d'un à quelques mètres. Des calcaires à encrines (environ 6 à 8 m) en gros bancs les surmontent. Ils sont suivis d'une vingtaine de mètres de couches très fines (1 mm à 2 ou 3 cm) avec des argillites, des pélites grésocalcaires, des grès

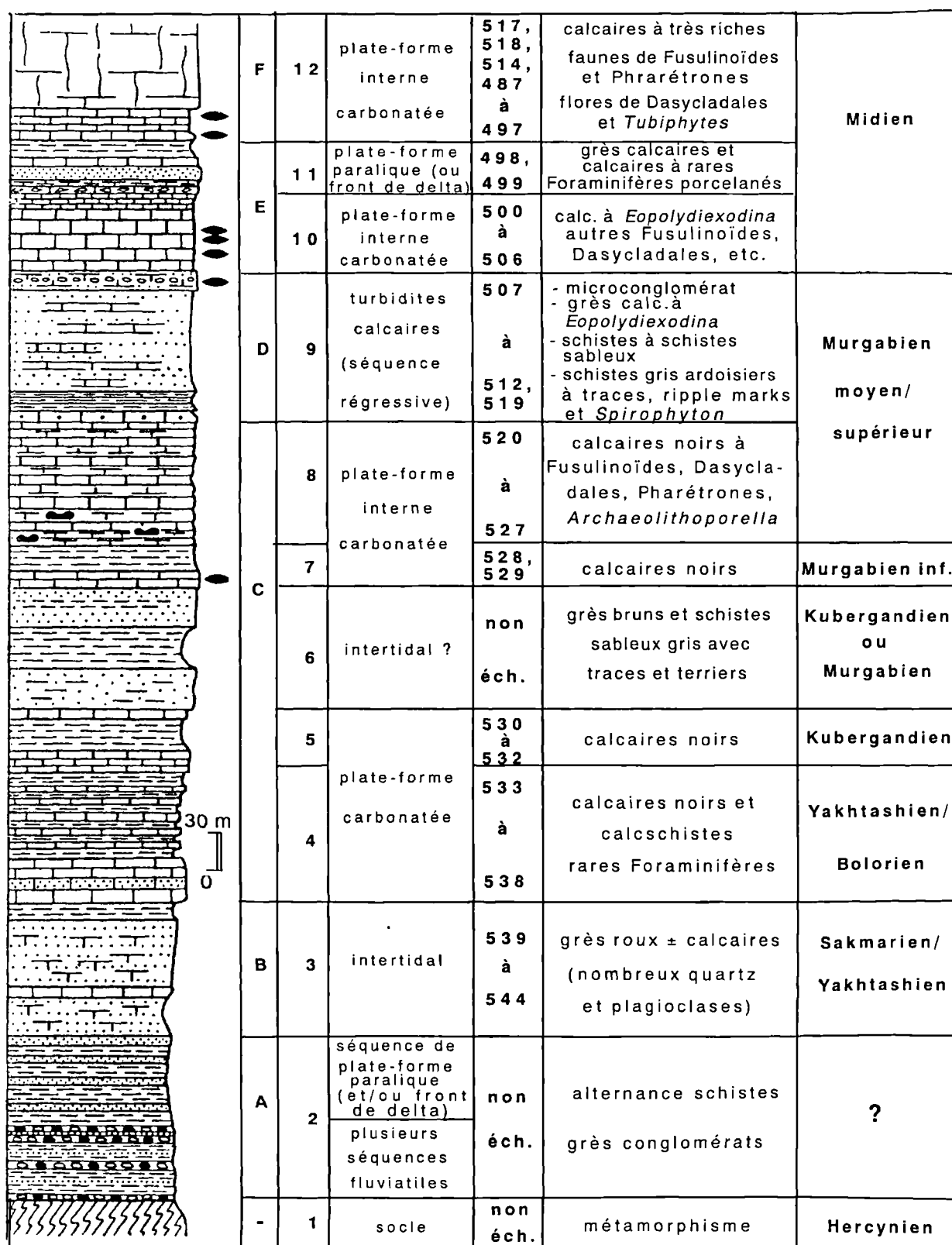


Fig. 4. Analyse détaillée de la coupe de Jare Nawca (d'après Vachard, 1980 modifié).

Fig. 4. — Accurate analysis of the Jare Nawca section (according to Vachard, 1980 modified).

calcaires et des calcaires sableux en plaquettes comportant, vers leur milieu, 3 à 4 m de bancs plus épais, à Fusulines

abondantes. Les couches suivantes sont faites, sur plusieurs dizaines de mètres, de calcaires bleu-noir en bancs

centimétriques et décimétriques admettant quelques passées schisteuses et renfermant souvent de grandes Fusulines. Vers le Nord-Ouest, ce sont vraisemblablement ces bancs carbonatés qui arment le sommet de la cote 3.460. Le niveau suivant (D) est également bien marqué dans la morphologie, car il correspond à une dépression située entre les cotes 3.460 et 3.480. Il s'agit d'assises finement détritiques (argilites, marnes, grès calcaireux en bancs centimétriques, etc.) dont la puissance paraît sujette à d'importantes variations dans le secteur. Cette série comporte plusieurs niveaux repères, en particulier à sa base une couche à *Spirophyton* (Vachard, 1980), également présente à environ 3 km vers le Nord-Ouest (Lys *et al.*, 1973, fig. 1 : niveau 8). Cette succession se termine par des calcaires à graviers et comporte des bancs décimétriques de calcaires, de grès calcaires et de calcaires sableux à grandes *Eopolydixodina*. Suivent des bancs carbonatés qui dessinent la pente (E) puis le sommet de la structure anticlinale de la cote 3.480 (F), constitué d'un calcaire compact, dur et gris clair.

Au Nord de la cote 3.480, un petit replat correspond sans doute à la réapparition du niveau D, dont la puissance aurait ici considérablement diminué. Viennent ensuite une cinquantaine de mètres de calcaires en bancs centimétriques à algues, encrines et fusulines du niveau E. La suite de la coupe n'a pas été échantillonnée. Elle se prolonge dans une structure synclinale faite de pélites, de grès et de calcaires en petits bancs qui affleurent dans la dépression comprise entre la cote 4.380 et le relief du Sang-e Jusa, un anticlinal au-delà duquel les "calcaires à Fusulines" reposent en contact anormal sur le socle métamorphique.

IV. — L'ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU PERMIEN MOYEN

Dans l'échelle nord-américaine, le Permien moyen (Guadalupien) est divisé en trois termes : Roadien, Wordien et Capitanien. Comme cette échelle a une priorité historique, elle a tendance à être imposée par l'actuelle Commission de Stratigraphie du Permien (Jin *et al.*, 1997). Le problème pour les spécialistes de Fusulines est l'endémisme de la faune américaine pendant cette période et le fait qu'elle n'enregistre pratiquement que l'évolution des grandes formes à kériothèques les Schwagerinacea. Alors que le principal groupe marqueur, les Verbeekinacea (= Neoschwagerinacea), n'évolue que dans la Téthys et généralement dans une partie de celle-ci : la Province A de Kobayashi (1997), dont l'Hindou Kouch fait partie. D'autre part, les évolutions des Schwagerinacea semblent parallèles et convergentes, mais pas nécessairement synchrones. C'est là que la discussion entre *Polydixodina* et *Eopolydixodina* prend toute sa signification : ces genres sont-ils le fruit de deux lignées parallèles de chaque côté du Paléopacifique ou celui d'une double migration à travers ce vaste espace océanique ?

Leven (1967) avait défini, dans ce qu'il appelait alors le « Murgabien » (avec un h, comme on le translittèrerait fautiveusement à l'époque), un premier cadre biostratigraphique incommode, hérité de travaux japonais effectués dans des terrains très tectonisés, et qui paraissait s'être vérifié au Pamir. Les trois espèces-index de Leven, qui appartenaient au genre *Neoschwagerina*, étaient dans l'ordre chronologique ascendant : *N. simplex* Ozawa, *N. haydeni* Thompson (ou *N. schuberti* Kochansky au sens de Leven) et *N. margaritae* Deprat. Dans ses différents travaux sur les Fusulines, Lys

appliqua intégralement cette classification à l'Afghanistan (voir notamment Lys, 1977, 1986). Cependant Leven modifia sensiblement sa biostratigraphie générale (1981, 1992, 1993 a-b), en considérant notamment que les *Neoschwagerina* ne jouaient plus aucun rôle décisif et qu'il fallait les remplacer par les *Presumatrina*, *Afghanella*, *Sumatrina*, autres genres de la même super-famille des Verbeekinacea. Des critiques furent émises contre cette procédure (Vachard, 1991 ; Kotlyar & Pronina, 1995 ; Fontaine *et al.*, 1997) ; elles soulignèrent que le Murgabien terminal et le Midien basal devenaient pratiquement inséparables biostratigraphiquement, et de ce fait les étages Murgabien et Midien eux-mêmes. Enfin, Leven (1997) révisa les Fusulines d'Afghanistan en appliquant sa nouvelle classification biostratigraphique. La conséquence fut que là où l'on avait décrit tant de Murgabien, il ne resta pratiquement plus que du Midien.

Le problème serait donc de corrélérer exactement la chronostratigraphie prioritaire mais finalement très régionale des USA : Roadien, Wordien, Capitanien, avec la biostratigraphie bien établie et largement diffusée en Eurasie : zone à *Cancellina*, zone à *Presumatrina-Neoschwagerina simplex*, zone à *Afghanella tereshkovae*, zone à *Afghanella schencki-Neoschwagerina haydeni*, zone à *Afghanella robbinsae-Neoschwagerina margaritae*, zone à *Yabeina-Lepidolina*, zone à *Lepidolina* ; ce que nous sommes incapables de faire actuellement. Les autres groupes fossiles, conodontes notamment, ne paraissent pas apporter de meilleures solutions.

Par commodité de langage, les auteurs admettent généralement que le Kubergandien est à peu près équivalent du Roadien, le Murgabien du Wordien et le Midien du Capitanien. En fait, il semblerait plutôt que le Roadien représente seulement le Kubergandien inférieur, que le Wordien corresponde au Kubergandien supérieur-Murgabien inférieur, et que le Capitanien s'étende du Murgabien moyen (des deux versions de Leven : 1967 et 1992) jusqu'au Midien nouveau style, c'est-à-dire au Murgabien supérieur ancien style (Tabl. I).

Le Capitanien-type comporte (Ross & Ross, 1994) : (a) une partie inférieure, les couches de Goat Seep (ou de la Vidrio Dolomite), sans *Polydixodina*, qu'il faudrait peut-être caractériser par l'espèce "*Parafusulina*" *antimonioensis* Dunbar ; même si celle-ci n'est pas présente dans la région-type, mais dans un « terrain suspect » du Nord du Mexique, elle n'en constitue pas moins un intermédiaire évolutif parfait entre les vraies *Parafusulina* et les vraies *Polydixodina* ; (b) une partie supérieure, ou Capitan Limestone, caractérisée comme un intervalle à *Polydixodina*, à *Codonofusiella paradoxica* Dunbar & Skinner et à *Leella* (un Staffellidé à allongement polaire). Cette partie montre aussi la disparition des *Rauserella* et des ammonioïdes *Timorites* ; ce dernier taxon montant dans le Wuchiapingien (Zhou *et al.*, 1996), certains auteurs ont tendance à placer le Capitanien dans le Permien supérieur ; (c) des couches sommitales (Lamar et "post-Lamar" beds), contenant l'une des rares incursions de faunes téthysiennes en Amérique du Nord, bien connue depuis l'étude de Skinner & Wilde (1955), avec "*Yabeina*" *texana* Skinner & Wilde (en fait pour nous, plutôt une espèce des groupes *Neoschwagerina margaritae* Deprat et *N. cheni* Sheng), *Lantschichites* (= *Paraboultonia*), *Reichelina*, *Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde. Ce dernier niveau à cause des *Yabeina/Neoschwagerina* ne peut se placer que sous la limite supérieure du Midien. On sait que le Capitanien est recouvert par l'Ochoïen, dont on ignore, faute de Fusuline, à quelle

partie exacte du Lopingien (Permien supérieur au sens strict) il correspond. Nous l'avons supposé dzhulfien par superposition (Tabl. I).

V. — BIOSTRATIGRAPHIE DE JARE NAWCA

Les affleurements du ravin de Jare Nawca ont été échantillonnés à plusieurs reprises lors de nos itinéraires de reconnaissance. La coupe n'ayant pas été levée banc par banc, mais seulement tous les mètres ou tous les dix mètres, la position de certains échantillons est parfois difficile à replacer, d'une récolte à l'autre, sur la colonne générale (Tabl. II) ; nous pensons toutefois que d'importantes associations, comme celles de C 170, méritent d'être mentionnées. Les descriptions et numérotations biostratigraphiques et micropaléontologiques, que nous utilisons ci-dessous, renvoient à la fig. 4 et au Tabl. II, et précisent les divisions lithostratigraphiques de la figure 3 :

1. Le socle, constitué par une série métamorphique (micaschistes à grenats, marbres, amphibolites, etc.), n'est pas daté avec précision.

2. Première alternance de schistes, grès et conglomérats, gris ou bruns, fluvio-deltaïques, n'ayant pas livré de fossile.

3. Deuxième ensemble de grès roux plus ou moins calcaires en petits bancs centimétriques surmontés de calcaires noirs à stratification irrégulière, recoupés de nombreux filonnets de sparite. Au sommet de la série un banc (DV 539 ; fig. 4, Tabl. II) a fourni des *Pseudovidalina*, *Lasiodiscus* et *Schubertella* indiquant un âge sakmarien ou artinskien. L'échantillon C 170 recueilli en éboulis appartient vraisemblablement à cet ensemble. Il est difficile à dater, car il contient des algues connues surtout du Sakmarien des Alpes Carniques : *Connexia* sp., *Neoanchicodium catenoides* Endo in Endo & Kanuma, 1954 (Pl. IX, fig. 4), mais qui peuvent subsister dans l'Artinskien de Sumatra (Vachard, 1989 ; précisé par Vachard *et al.*, 1997, p. 758) et même dans le Roadien/Wordien inférieur (zone à *Cancellina*) de Thaïlande (Endo, 1969). On trouve aussi des *Grozdilovia*, dont certains représentants peuvent monter dans le Murgabien, mais qui paraissent se rattacher ici à l'espèce sakmarienne *Grozdilovia composita* (Korzhenevskii, 1940) (Pl. IX, fig. 1-3).

4. Calcaires noirs en bancs de 5-10 cm séparés par des calcschistes. Les microfaciès révèlent des environnements pélagiques. Nous supposons qu'il peut s'agir d'un équivalent des niveaux boloriens à *Goniatites Perrinites hilli* décrits par Bouyx *et al.* (1970) dans la Montagne de Bamyân.

5. Calcaires noirs en petits bancs (DV 530 à 532). Ces niveaux, renfermant des Fusulines *Yangchienia* ex gr. *compressa* (Ozawa) qui ne sont pas connues avant le Roadien/Kubergandien, font admettre que nous sommes en présence de la zone à *Cancellina* identifiée régionalement par divers auteurs (Bouyx *et al.*, 1970 ; Vachard, 1980 ; Lys *et al.*, 1990 ; Leven, 1997).

6. Grès bruns et schistes sableux gris avec traces et terriers. Aucun fossile ne permet de fixer l'âge de ce niveau. Par superposition, il est soit du Roadien/Kubergandien supérieur, soit du Wordien/Murgabien inférieur.

7. Calcaires noirs, parfois dolomités ou silicifiés. Les échantillons récoltés par l'un de nous (E. Bouyx : C 2, C 3, C 4, C 6 C 175, C 176, C 177 ; Tabl. II) sont riches en microfaunes et contiennent les marqueurs : *Neoschwagerina simplex* Ozawa, 1925 ; *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat, 1913) ; *Armenina* cf. *salgirica* Miklukho-Maclay, 1957 ; *A. sphaera* (Ozawa, 1925) ; *Maklaya pamirica* (Leven, 1967) (Pl. IX, fig. 5-11 ; Pl. X, fig. 1-12). Le Wordien inférieur/Murgabien inférieur est parfaitement reconnaissable.

8. Calcaires sableux noirs alternant avec des calcschistes plus ou moins sableux en bancs de 50 cm. Ces calcaires, assez riches en Algues et en petits Foraminifères, manquent cependant de grandes Fusulines pour les caractériser. Il s'agit de niveaux du Wordien moyen ou supérieur et/ou de la base du Capitanien, donc du Murgabien moyen ou supérieur (Tabl. I).

9. Série calcaréo-gréseuse et schisteuse riche en *Eopolydiexodina*. Cette série, déjà individualisée par Vachard (1980), contient plusieurs repères lithostratigraphiques : à la base des schistes ardoisiers à *Spirophyton* et au sommet des grès turbiditiques à nombreux fragments d'*Eopolydiexodina*. L'absence de marqueurs du Midien et la superposition à des couches du Murgabien moyen ou supérieur donnent à penser que ce niveau appartient au Murgabien supérieur ou terminal.

10. Calcaires noirs en bancs irréguliers, très riches en fusulines (*Neoschwagerina* spp., *Verbeekina* spp., *Laosella* spp., *Yangchienia* spp., *Afghanella* spp. ; Pl. XI, fig. 1-11), en algues Dasycladales (Vachard, 1980) et en entroques. On y trouve la dernière manifestation en abondance des *Eopolydiexodina* de la coupe, avec les premières *Dunbarula* : *D. ex gr. tumida* Skinner et *D. cf. kitamamiensis* Choi, 1970 ; genre qui selon Leven (1992, 1993a et b) n'apparaît qu'à la base du Midien, qui équivaut pour nous au niveau à *Polydiexodina* du Capitanien moyen (Tabl. I). Succédant au Murgabien terminal probable de la zone 9, et précédant le Midien inférieur bien identifiable de la zone 12, cette zone 10 pourrait servir à définir une association caractéristique du Midien basal (Tabl. II). Le renouvellement des marqueurs au passage du Murgabien au Midien est résumé ci-dessous (fig. 5). C'est à cette partie de la succession que doit appartenir un petit Polypier solitaire recueilli dans un bloc éboulé au pied de la cote 3.480, et rapporté ici par P. Sémenoff-Tian-Chansky à *Pavastephyllum* sp. (échantillon C 11 ; Pl. XI, fig. 11-12). Il est en effet associé à des Fusulines de la base du Midien : *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967, *Eopolydiexodina* sp., *Dunbarula* sp., *Kahlerina* sp. et *Verbeekina* sp. Sa description détaillée fera l'objet d'une publication ultérieure (Semenoff-Tian-Chansky *et al.*, en préparation).

11. Grès calcaires et calcaires à rares foraminifères porcelanés dont *Neohemigordius* et rares *Dunbarula*.

12. Les calcaires du sommet topographique (cote 3.480) sont d'abord des floatstones très riches en Fusulines, dont les ultimes rares *Eopolydiexodina* accompagnées d'un nombre variable de *Pseudodoliolina* sp., *Verbeekina* sp., *Dunbarula nana* Kochansky & Ramovs, *Sumatrina bulolensis* Leven et *Afghanella* cf. *tumida* Skinner & Wilde, toutes connues du Midien inférieur. Par contre les *Neoschwagerina*, qui restent relativement peu évoluées, avaient fait autrefois attribuer cette partie de la série au Murgabien moyen ; ce sont *N. haydeni*

Coupe de Jare Nawca				Niveaux comparables du versant sud de l'Hindou Kouch
Agés	Membres	Récoltes E. Bouyx	Récoltes D. Vachard	
MIDIEN 3 (inférieur)	12	-	497, 496, 495, 494, 493, 492, 491, 490, 489, 488, 487, 514, 515, 516, 517, 518	Déjà signalé par Leven, 1997 (unité F)
MIDIEN indéterminé	11	-	499, 498	-
MIDIEN 1 (basal)	10	C8?, C9?, C10, C11, C62, C63, C64	506, 505, 504, 503, 502, 501, 500	Les niveaux de Thompson, 1946+ le gisement F3 de Lys et Lapparent, 1971; + unité E de Leven, 1997
Passage MURGAB./ MIDIEN (<i>Eopolydi- exodina</i> géantes)	9	C181, C182, C184, C180	519, 512, 511, 510, 509, 508, 507	Les niveaux de la source de Soghdar de Bouyx, 1972 unité D de Leven, 1997
MURGABIEN moyen + supérieur	8	-	527, 526, 525, 524, 523, 522, 521, 520	Analysés en détail par Vachard, 1980
MURGABIEN inférieur	7	C2, C3, C4, C6, C7, C175, C176, C177	529-528	Brièvement signalé au sommet de l'unité C de Leven, 1997
KUBERG./ MURGAB.	6	-	-	-
KUBERG.	5	-	532, 531, 530	Les niveaux à <i>Cancellina</i> spp. de Lys <i>et al.</i> , 1990
KUBERG./ BOLORIEN	4	-	533, 534, 535 536, 537, 538	Les niveaux à <i>Perrinites hilli</i> de Bouyx <i>et al.</i> , 1970 et Termier & Termier, 1970
PERMIEN INF. Indifférencié	3	C170 ?	542, 541, 540, 539, 544, 543	Equivalents possibles des niveaux à <i>Misellina</i> de Leven, 1997
?	2	-	-	Signalé dans de nom- breuses coupes, voir par ex. le niveau A de Leven, 1997
Socle hercynien	1	-	-	-

Tabl. II. — Tableau synoptique des échantillonnages de la coupe de Jare Nawca et d'autres coupes de l'Hindou Kouch.

Tabl. II. — Correlation of the Jare Nawca section samples and comparison with other sections from Hindu Kush.

Dutkevich & Khabakov au sens de Thompson, *N. schuberti* Kochansky et *N. fusiformis* Ueno. On trouve de surcroît des *Yangchienia*, des *Abadehella* typiques et de nombreuses Algues Dasycladales et Pseudo-algues Aoujgaliida. Le "Genus A" d'Altiner (1997), et/ou *Crescentia* de Ciarapica *et al.* (1986), est caractéristique des niveaux DV 491 et DV 514 (Tabl. II, fig. 5) et se retrouve dans les échantillons ML 7872, 7878 et 7948. Les Dasycladales sont diversifiées avec

notamment des *Kochanskyella* et des *Clavaporella* (Vachard, 1980).

Les niveaux les plus élevés de la coupe sont des framestones à Brachiopodes, Eponges calcaires et Cyanobactéries *Archaeolithoporella*. Avec les niveaux 11 et 12 on reste manifestement dans le Midien, et il n'y a aucune raison de croire qu'on dépasse le Midien inférieur.

VI. — IMPORTANCE DE LA COUPE DE JARE NAWCA

Nous avons donc retrouvé ici tous les horizons biostratigraphiques qui avaient déjà été identifiés, mais jamais observés réunis sur une même coupe, dans le Permien du versant méridional de l'Hindou Kouch. Cette coupe apparaît donc comme la plus complète que nous ayons eu la possibilité de lever dans cette région.

On notera en premier lieu qu'elle expose une série renversée. Cette disposition témoigne du style des déformations cimmériennes qui, dans tout le secteur (Boulin & Bouyx, 1977), sont faites d'une succession de plis couchés à regard nord dont l'ampleur n'apparaît qu'exceptionnellement en raison des écaillages cénozoïques.

A bien des égards, les affleurements de Jare Nawca n'offrent pas d'aussi belles faunes que celles qui ont été découvertes en d'autres lieux, comme par exemple les Goniatites du Bolorien (Bouyx *et al.*, 1970 ; Termier & Termier, 1970) ; les *Alatoconcha* des masses carbonatées sommitales (Termier *et al.*, 1973 ; Lys *et al.*, 1973) ; certaines microfaunes kurgandiennes de la biozone à *Cancellina* (Lys *et al.*, 1990), et surtout les très grandes Fusulines du Murgabien/Midien qui avaient été recueillies par de Lapparent et l'un de nous (E. B.) dans des grès calcaires et des calcaires sableux du massif de Sang-e Caspan, correspondant très vraisemblablement à notre niveau D 9 sommital, et dont la révision est en cours (Vachard & Bouyx, en préparation). Les *Eopolydiodina* de grande taille présentes à Jare Nawca n'atteignent jamais en effet les dimensions de ces formes géantes qui ont été autrefois rapportées par Lys & de Lapparent (1971) à *Polydiodina ex gr. afghanensis* et dont certains exemplaires, qui approchent la vingtaine de centimètres, pourraient correspondre aux plus grands Foraminifères actuellement connus (Bouyx & Vachard, 2000).

Bien que moins spectaculaires, les microfaunes de la coupe de Jare Nawca améliorent notre connaissance de la série des "calcaires à Fusulines" sur au moins deux points : (1) la datation approximative des couches inférieures terrigènes ; (2) la richesse de l'association locale de la zone à *Neoschwagerina simplex*.

En premier lieu on remarquera que le niveau le plus bas du Permien, identifié dans la série, correspondait au Bolorien (Kungurien) daté par microfaune en différents points du massif (Leven, 1997) et par des Goniatites dont la description a été publiée dans cette même revue (Termier & Termier, 1970) lors de leur découverte dans le Sang-e Caspan. Nous abaissons l'âge du premier niveau daté jusqu'au Sakmaroyahktashien. Le niveau carbonifère le plus élevé actuellement connu dans la partie inférieure à dominante détritique de la série étant moscovien (Boulin *et al.*, 1978a), il reste, sur le versant méridional de la chaîne, un hiatus englobant le Carbonifère supérieur et une partie du Permien inférieur. L'Assélien, en particulier, n'a pas été identifié sur ce versant, alors qu'il est depuis longtemps daté par de belles associations de Fusulines sur le versant nord de l'Hindou Kouch occidental (Leven, 1971 ; Boulin *et al.*, 1975), comme plus à l'Est dans le Badakhchan (voir notamment l'article publié dans cette revue par de Lapparent & Lys, 1972, sur la région de Khwahan) et le Darvaz. En l'absence de coupes continues, il est impossible de déterminer si l'on est en présence d'une véritable lacune stratigraphique ou d'une simple lacune d'observation au sein d'une série continue disloquée par les écaillages cénozoïques.

On notera toutefois en faveur de cette dernière possibilité que dans le secteur de Share Saghan, en versant nord, on observe (Boulin *et al.*, 1975) un passage continu entre des calcaires du Bashkirien et les niveaux carbonatés de l'Assélien et du Sakmarien, par l'intermédiaire de quelques centaines de mètres de couches à dominante détritique, dont le faciès évoque celui des formations à dominante détritico carbonifères du Sang-e Caspan. La continuité de sédimentation du Moscovien au Sakmarien dans le versant méridional de l'Hindou Kouch ne pourrait être définitivement établie qu'au terme de la découverte de tous les horizons biostratigraphiques non encore identifiés. De ce point de vue, les microfaunes présentes dans les premières intercalations carbonatées qui apparaissent au sein des grès et des conglomérats, par lesquels débute notre coupe, démontrent qu'un Permien à dominante détritico, un peu plus ancien que le Bolorien, est indiscutablement présent dans toute la série et que selon toute vraisemblance il devrait appartenir au Sakmarien, voire à l'Assélo-sakmarien. Cependant on se heurte ici à la difficulté tant de fois rencontrée : comme Desio (1960, fig. 15 p. 228), puis Lys & de Lapparent (1971) l'avaient observé dans les gorges, le contact est tectonique entre les schistes cristallins du socle et les niveaux détritico par lesquels débute les « calcaires à Fusulines » et l'éventuelle continuité de sédimentation du Carbonifère au Permien ne peut encore être établie. Il n'est toutefois pas non plus possible d'apprécier l'exact rejeu de la faille entre le socle et la série permienne, dont les conséquences stratigraphiques peuvent être négligeables.

Enfin et surtout, les microfaunes présentes dans le niveau C 7 de notre coupe nous paraissent utiles dans la description de la biozone à *Neoschwagerina simplex* (Ozawa) et *Presumatrina* spp. du Murgabien inférieur, dont la présence déjà signalée dans l'Hindou Kouch (Vachard, 1980 ; Leven, 1997) n'avait pas encore été soulignée. Ces deux taxons, *Neoschwagerina simplex* (Ozawa) et *Presumatrina* spp., ont une répartition stratigraphique beaucoup plus réduite que les autres Verbeekinaea qui leur succèdent stratigraphiquement, comme *Neoschwagerina haydeni* Thompson ou *Afghanella schencki* Thompson, que ce soit en Afghanistan ou dans l'ensemble de la Paléotéthys. En ce basant sur la bibliographie d'Ueno (1991), on constate que *N. simplex* est bien connue en Asie du Sud-Est, notamment dans les calcaires d'Akasaka où est sa localité type (Ozawa, 1925, 1927), du Sud de Kyushu, du Massif de Kuma et d'Akiyoshi au Japon ; en Thaïlande ; en Malaysia ; en ex-Indochine et à Sumatra (Bukit Pendopo ; Tien 1989). Les références de Chine du Sud sont douteuses et s'appliquent plutôt à des *N. craticulifera* (Schwager). *N. simplex* est d'autre part présente sur les deux bords opposés de la Paléotéthys centrale : (a) au Nord dans le Darvaz et l'Hindou Kouch, (b) au Sud dans le Pamir du Sud-Est et la région de Tezak dans les Montagnes Centrales d'Afghanistan. La troisième région d'affleurement est constituée par la Crimée, le Nord-Ouest de la Turquie et peut-être le Taurus, où l'identification de l'espèce pose question, la région d'Abadeh en Iran (Baghbani, 1993) et la Batain Plain en Oman (Hauser *et al.*, 2000). Le long de la cassure téthysienne on ne les connaît qu'en ex-Yougoslavie, sous le nom de *Neoschwagerina schuberti* Kochansky et *N. bukowskii* Kochansky, qui correspondent respectivement à des *Neoschwagerina* vraies et à des *Presumatrina*. Par ailleurs, *Neoschwagerina schuberti* Kochansky et *Presumatrina cf. schellwieni* (Deprat) ont été retrouvées jusque dans l'Extrême-Orient russe (Belyanskii *et al.*, 1984). En Amérique du Nord une espèce voisine ou identique à *N. simplex* a été décrite sous le nom de *N. peculiaris* Skinner & Wilde. Elle correspond à

TAXONS	MURGABIEN	MIDIEN
<i>Neoschwagerina simplex</i>	← 529	
<i>Neofusulinella</i>	← 529	
<i>Praesumatrina</i>	← 528	
<i>Rauserella</i>	527 ↘	
<i>Abadehella</i>	526 ↘	
<i>Pseudodoliolina</i>	525 ↘	
<i>Yangchienia</i>		↘ 524
<i>Afghanella schencki</i>		← 507
<i>Kahlerina</i>		↘ 506
<i>Dunbarula</i>		↘ 506
<i>Neohemigordius</i>		498 ↘
<i>Eopolydiexodina</i>		496 ←
<i>Sumatrina bulolensis</i>		↘ 496
n. gen. A Altiner		491 ↘



Fig. 5. — Marqueurs biostratigraphiques au passage Murgabien-Midien. 1: Disparition; 2: Apparition.

Fig. 5.— Biostratigraphical markers at the Murgabian-Midian boundary. 1: Disappearance; 2: Appearance.

une migration vers le craton Nord-américain, avant celle de Lamar que nous avons évoquée (Tabl. I), et ajoute un troisième élément de comparaison entre l'Afghanistan téthysien et l'Amérique du Nord, après les *Perrinites hilli* et les *Polydiexodina/Eopolydiexodina*.

Une connaissance approfondie du versant méridional de l'Hindou Kouch est donc indispensable pour comprendre les relations paléobiogéographiques entre Paléopacifique et Téthys, et pour établir les corrélations biostratigraphiques

entre le Permien nord-américain et téthysien. Jamais le nom de secteur-clé ou de pièce-maîtresse ne fût plus mérité...

Remerciements. — Nous avons bénéficié du concours de Martyne Bocquet et Thérèse Vachard (Villeneuve d'Ascq), de Marie-Pierre Etcheverry et Laurent Fallot (Bordeaux) et de Pierre Semenoff-Tian-Chansky (Paris), à qui nous exprimons notre gratitude. Nous sommes particulièrement reconnaissants au Dr. Rossana Martini (Genève) pour sa relecture rapide, patiente et efficace de notre manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ALTINER, D. (1997). — Origin, morphologic variation and evolution of Dagmaritin-type Biseriamminid stock in the late Permian. *In* : Ross, C. A., Ross, J. R. P., and Brenckle, P. L. : Late Paleozoic foraminifera, their biostratigraphy, evolution and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Special Publication, v. 36, p. 1-4.
- BAGHBANI, D. (1993). — The Permian sequence in the Abadeh region, Central Iran. *In* : Naim, A.E.M. & Koroteev, V. : Contributions to Eurasian geology, Part II. *Occasional Publication ESRI*, Columbia, new series, N° 9 A-B, part II, p. 7-22, 6 pl.
- BARYSHNIKOV, V. V., ZOLOTOVA, V. P. & KOSHELEVA, V. F. (1982). — Novye vidy foraminifer Artinskogo yarusa permskogo Priuraya (Nouvelles espèces de Foraminifères de l'étage Artinskien du Permien du Pré-oural). *Akademiya Nauk SSSR, Uralskii Nauchnyi Tsent, Sverdlovsk*, p. 1-54 (en russe).
- BELYANSKII, G. S., NIKITINA, A.P. & RUDENKO, V. S. (1984). — O Sebucharsoi sviti Primorya (Sur la suite de Sebuchar du Primorié). *In* : poyarkova Z. N. : Novye dannye po detalnoi biostratigrafii Fanerozoya Dalnego Vostoka (Nouvelles données sur la biostratigraphie détaillée du Phanérozoïque de l'Extrême-Orient). *Akademiya Nauk SSSR, Dalnevostochnyi Nauchnyi Tsent, Dalnevostochnyi Geologicheskii Institut, Vladivostok*, p. 43-61 (en russe).
- BLAISE, J., BOULIN, J., BOUYX, E., LARDEUX, H. & VACHARD, D. (1993). — Identification de faunes dévoniennes dans les formations métamorphiques de l'Hindou Kouch occidental en Afghanistan : implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 317, sér. II, p. 963-969.
- BOULIN, J. & BOUYX, E. (1977). — Introduction à la géologie de l'Hindou Kouch occidental. *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, v. 8, p. 87-105.
- BOULIN, J., BOUYX, E., COLLOMB, P. & VACHARD, D. (1987). — Présence de Dévonien supérieur dans des calcaires cristallins de la série volcano-sédimentaire d'Awpar (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). Implications paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 304, sér. II, 16, p. 1009-1012, 1 pl.
- BOULIN, J., BOUYX, E., LAPPARENT, A. F. de, LYS, M. & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1975). — La transgression du Paléozoïque supérieur dans le versant nord de l'Hindou Kouch occidental, en Afghanistan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 281, p. 129-132.
- BOULIN, J., BOUYX, E. & LYS, M. (1973). — Découverte de Carbonifère inférieur marin (Viséen et Namurien A) à l'est du col du Shebar, dans le versant méridional de l'Hindou Kouch en Afghanistan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série D, t. 277, p. 129-132.
- BOULIN, J., BOUYX, E. & LYS, M. (1978a). — Présence de Moscovien dans le versant méridional de l'Hindou Kouch en Afghanistan et implications paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série D, t. 287, p. 603-605.
- BOULIN, J., BOUYX, E., LYS, M. & VACHARD, D. (1978b). — Découverte de Bashkirien dans le Paléozoïque supérieur du versant méridional de l'Hindou Kouch occidental, en Afghanistan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série D, t. 287, p. 891-894.
- BOUYX, E., LAPPARENT, A. F. de, TERMIER, H. & TERMIER, G. (1970). — Découverte de Goniatites dans le Permien inférieur de la Montagne de Bamyán (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 270, p. 1441-1444.
- BOUYX, E. & VACHARD, D. (2000). — Les Fusulines géantes du Permien moyen du versant méridional de l'Hindou Kouch occidental (Afghanistan) dans leur cadre paléogéographique. 15e *Journée thématique de l'Association des Géologues du Permien*, juin 2000 (non paginé).
- CHOI, D. R. (1970). — On some Permian Fusulinids from Iwaizaki, N. E. Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, series 4, geology and mineralogy, v. 14, 3, p. 313-325.
- CIRAPICA, G., CIRILLI, S., MARTINI, R. & ZANINETTI, L. (1986). — Une microfaune à petits foraminifères d'âge permien remaniée dans le Trias moyen de l'Apennin méridional (Formation du Monte Facito, Lucanie occidentale) ; description de *Crescentia vertebralis* n. gen. n. sp. *Revue de Paléobiologie*, v. 5, 2, p. 207-215.
- DEPRAT, J. (1913). — Les Fusulinidés des calcaires carbonifériens et permien du Tonkin, du Laos et du Nord-Annam. *Mémoires du Service géologique de l'Indochine*, v. 3, 1, p. 1-74, pl. 1-10.
- DESIO, A. (1960). — Ricognizioni geologiche nell'Afghanistan. *Boll. Soc. geol. italiana*, v. 79, 3, p. 99-179, 17 fig.
- ENDO, R. (1969). — Fossil algae from the Khao Phlong Phrab District in Thailand. *Contributions to the Geology and Palaeontology of Southeast Asia*, v. 74, p. 33-85.
- ENDO, R. & KANUMA, M. (1954). — Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan. VII : Geology of the Mino mountainland and southern part of Hida Plateau, with description of the algal remains found in those districts. *Science Report Saitama University*, series B, v. 1, 3, p. 177-208, 5 pl.
- ERK, A. S. (1942). — Etude géologique de la région entre Gemlik et Bursa (Turquie). *M.T.A.*, série B, v. 9, p. 1-295.
- FONTAINE, H., SALYAPONGSE, S. V. T., TANSUWAN, V. & VACHARD, D. (1997). — The Permian of East Thailand ; biostratigraphy, corals, discussion about the division of the Permian. *International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific*, Bangkok, p. 109-127.
- FURON, R. (1924). — Notes préliminaires sur la géologie de l'Est de l'Afghanistan. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), v. 24, p. 1-12.
- FURON, R. (1927). — L'Hindou-Kouch et le Kaboulistan. Contribution à l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan. *Thèse*, Paris, 169 p., 10 pl.
- GRIESBACH, C. L. (1886). — Field-notes from Afghanistan : n° 3, Turkestan. *Records of the Geological Survey of India*, v. 19, pt. 4, p. 235-267.
- HAUSER, M., VACHARD, D., MARTINI, R., MATTER, A., PETERS, T., ZANINETTI, L. (2000). — The Permian sequence reconstructed from reworked carbonate clasts in the Batain Plain (Northeastern Oman). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 330, p. 273-279.
- HAYDEN, H. H. (1909). — Fusulinidae from Afghanistan. *Records of the Geological Survey of India*, v. 38, p. 230-256, pl. 17-22.
- HAYDEN, H. H. (1911). — The geology of northern Afghanistan. *Memoirs of the Geological Survey of India*, v. 39, pt. 1, p. 1-97, pl. 1-20.
- JIN, Y., WARDLAW, B. R., GLENISTER, B. F. & KOTLYAR, G. V. (1997). — Permian chronostratigraphic subdivisions. *Episodes*, v. 20, p. 10-15.

- KOBAYASHI, F. (1997). — Middle Permian Fusulinacean faunas and paleobiogeography of exotic terranes in the Circum-Pacific. In : Ross, C.A., Ross, J.R.P. & Brenckle, P.L. : Late Paleozoic foraminifera, their biostratigraphy, evolution and paleoecology, and the Mid-Carboniferous boundary. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Special Publication, v. 36, p. 77-80.
- KOCHANSKY, V. (1970). — Permski mikrofosili zahodnik Karavank. *Geologija-Razprave in Porocila*, v. 13, p. 175-222 (en slovène), p. 222-245 (en allemand), 26 pl.
- KORZHENEVSKII, I. D. (1940). — Quelques nouvelles espèces de fusulines des calcaires du Permien inférieur d'Ishimbajevo et des monadnoks de Sterlitamak (versant occidental de l'Oural). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy*, v. 7, p. 1-36, pl. 1-6 (en russe).
- KOTLYAR, G. V. & PRONINA, G. P. (1995). — Murgabian and Midian stages of the Tethyan realm. *Permophiles*, v. 27, p. 23-26.
- LAPPARENT, A. F. de, LAVIGNE, J. de, BLAISE J. & LYS, M. (1965). — Sur les gisements à fusulines de l'Afghanistan central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 260, p. 5073-5075.
- LAPPARENT, A. F. de & LYS, M. (1965). — Le Permien à Fusulines en Afghanistan. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 260, p. 5313-5315.
- LAPPARENT, A.F. & LYS, M. (1972). — Etude du Permien et esquisse géologique de la région de Khwahan (Province du Badakhchan, Afghanistan septentrional). *Annales de la Société géologique du Nord*, v. 92, p. 13-22.
- LEVEN, E. Y. (1967). — Stratigrafiya i fuzulinidy permskikh otlozheniy Pamira (Stratigraphie et Fusulinides des dépôts permien du Pamir). *Akademiya Nauk SSSR, Geologicheskii Institut, Izdatelstvo Nauka*, Moscou, v. 167, p. 1-224, pl. 1-39 (en russe).
- LEVEN, E. Y. (1971). — Les gisements permien et les Fusulinidés de l'Afghanistan du Nord. *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, v. 12, p. 1-47.
- LEVEN, E. Y. (1981). — Permian-Tethys stage scale and correlation of sections of the Mediterranean-Alpine folded belt. *IGCP N° 5 Newsletter*, v. 3, p. 100-112.
- LEVEN, E. Y. (1992). — Problems of Tethyan Permian stratigraphy. *International Geology Review*, v. 34, n° 10, p. 976-985.
- LEVEN, E. Y. (1993a). — Main events in Permian history of the Tethys and Fusulinids. *Stratigraphy and Geological Correlation, translated from Stratigrafiya, Geologicheskaya Korrelyatsiya*, v. 1, p. 59-75.
- LEVEN, E. Y. (1993b). — Filogeniya sumatrinid i voprosy zonalnogo raschleneniya murgabskogo i midinskogo yarusev permi (Sumatrinid phylogeny and the questions of the zonal subdivision of the Murgabian and Midian stages in the Permian). *Paleontologicheskii Zhurnal*, 1993, v. 3, p. 23-29 (en russe avec un résumé en anglais).
- LEVEN, E. Y. (1997). — Permian stratigraphy and Fusulinida of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications. *Geological Society of America, Special Paper*, v. 316, p. 1-134, 25 pl.
- LYS, M. (1977). — Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien d'Afghanistan (micropaléontologie). *Mémoire hors série de la Société géologique de France*, Paris, v. 8, p. 291-308, 8 fig.
- LYS, M. (1986). — Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée (Espagne, Afrique du Nord, régions égéennes, Proche-Orient) ; études micropaléontologiques (Foraminifères) ; paléobiogéographie. *Thèse Doctorat Sciences Naturelles, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay*, thèse n° 3159, 239 p., 211 fig., tabl. h-t.
- LYS, M., BOUYX, E. & BOULIN, J. (1990). — La biozone à *Cancellina* (Permien moyen, Kubergandien) dans le versant méridional de l'Hindou Kouch (Afghanistan). *Facies*, Erlangen, v. 23, p. 37-56, 2 pl.
- LYS, M., BOUYX, E. & LAPPARENT, A. F. de (1973). — Une coupe du Permien supérieur dans les Hauts de Bulola (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *Annales de la Société géologique du Nord*, v. 93, 3, p. 219-224.
- LYS, M. & LAPPARENT, A. F. de (1971). — Foraminifères et microfaciès du Permien de l'Afghanistan central. *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, v. 12, p. 49-133, pl. 7-22.
- MIKLUKHO-MACLAY, A. D. (1957). — O gomeomorfii fuzulinid (Sur l'homéomorphie des Fusulinides). *Vses Paleont. Obshch. Ezhegodnik*, v. 16, p. 48-57, 2 pl. (en russe).
- OZAWA, Y. (1925). — Palaeontological and stratigraphical studies on the Permo-Carboniferous limestone of Nagato. Part II, Palaeontology. *Journal Colloquium of Science, Imperial University of Tokyo*, v. 45, art. 6, p. 1-9, pl. 1-14.
- OZAWA, Y. (1927). — Stratigraphical studies of the Fusulina limestones of Akasaka, Province of Mino. *Imperial University of Tokyo, Journal*, v. 2, p. 121-164, pl. 34-45.
- POPOL, S. A. & TROMP, S. W. (1954). — The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I & II. *K. Nederlandse Akad. Wetensch., Sec. Sci. Proc.*, ser. B, v. 57, p. 370-394.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1994). — Permian sequence stratigraphy and fossil zonation. In : Embry, A. F., Beauchamp, B., and Glass, D.J. : Pangea, global environments and resources. *Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 17*, p. 219-231, Calgary.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P., VACHARD, D. & BOUYX, E. — Sur un Tétracoralliaire du Permien moyen du Massif de Bulola, dans le versant méridional de l'Hindou Kouch (Afghanistan). *Annales de la Société géologique du Nord* (en préparation).
- SIEHL, A. (1967). — Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Perm in Afghanistan. *Geologische Rundschau*, v. 56, n° 3, p. 795-812, Stuttgart.
- SKINNER, J. W. & WILDE, G. L. (1955). — New Fusulinids from the Permian of West Texas. *Journal of Paleontology*, v. 29, 6, p. 927-940, pl. 89-95.
- SKINNER, J. W. & WILDE, G. (1967). — Permian Foraminifera from Tunisia. *The University of Kansas, Paleontological Contributions*, v. 30, p. 1-22, 32 pl.
- TERMIER, H. & TERMIER, G. (1970). — Ammonoides de l'Artinskien (= Zygarien) dans la montagne de Bamyan (Afghanistan). *Annales de la Société géologique du Nord*, v. 90, 2, p. 93-100, pl. 9.
- TERMIER, H. & TERMIER, G. (1977). — Position entre Gondwana et Téthys des provinces afghanes au Carbonifère et au Permien ; essai biogéographique. *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, v. 8, p. 309-324.
- TERMIER, H., TERMIER, G. & LAPPARENT, A. F. de (1973). — Grands Bivalves récifaux du Permien supérieur de l'Afghanistan central. *Annales de la Société géologique du Nord*, v. 93, 1, p. 75-80.
- THOMPSON, M. L. (1935). — The fusulinid genus *Yangchienia* Lee. *Eclogae geologicae Helvetiae*, v. 28, n. 2, p. 511-517.
- THOMPSON, M. L. (1946). — Permian fusulinids from Afghanistan. *Journal of Paleontology*, v. 20, p. 140-157, pl. 23-26, 1 text-fig.
- TIEN, N. G. (1989). — Middle Permian foraminifera. In : Fontaine, H. & Gafoer, S. : The Pre-Tertiary fossils of Sumatra and their environments. *CCOP Technical Publications*, v. 19, p. 113-148, pl. 20-35.

- UENO, K. (1991). — Early evolution of the families Verbeekiniidae and Neoschwageriniidae (Permian Fusulinacea) in the Akiyoshi Limestone Group, southwest Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, v. 164, p. 973-1002.
- VACHARD, D. (1980). — Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur ; les données afghanes ; biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. *Documents et Travaux IGAL*, Paris, v. 2, 463 p., 75 fig., 35 pl., 50 tabl.
- VACHARD, D. (1989). — A rich algal microflora from the Lower Permian of Jambi Province. In : Fontaine, H. & Gafner, S. : The Pre-Tertiary fossils of Sumatra and their environments. *CCOP Technical Publications*, v. 19, p. 59-69, pl. 6-9.
- VACHARD, D. (1991). — The importance of a *Neoschwagerina-Yabeina* biozone at the boundary between Murghabian and Midian (upper Permian). *6e Journée thématique de l'Association des Géologues du Permien*. Paris 12 Juin 1991, p. 20.
- VACHARD, D. & BOUYX E. — Révision des Polydiexodiniinae, Fusulinides géantes des provinces téthysiennes et grandiennes au Permien moyen. *Géobios* (en préparation).
- VACHARD, D., FOURCADE, E., ROMERO, J. E., MENDEZ, J., COSILLO, A., ALONZO, M., REQUENA, J., AZEMA, J. & CROS, P. (1997). — Foraminifères et algues du Permien du Guatemala. *Géobios*, v. 30, 6, p. 745-784.
- VACHARD, D. & MONTENAT, C. (1981). — Biostratigraphie, micropaléontologie et paléogéographie du Permien de la région de Tezak (Montagnes Centrales d'Afghanistan). *Paleontographica*, B, v. 178, 1-3, Stuttgart, p. 1-88, 15 pl.
- WILDE, G. L. (1975). — Fusulinid-defined Permian stages. In : Permian Exploration, Boundaries and Stratigraphy. *West Texas Geological Society and Permian Basin Section Society Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, Publication 75-65, p. 67-83, 16 fig.
- WOLFART, R. & WITTEKINDT, H. (1980). — Geologie von Afghanistan, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, p. 1-492.
- ZHOU, Z., GLENISTER, B. F., FURNISH, W. M. & SPINOSA C. (1996). — Multi-episodal extinction and ecological differentiation of Permian ammonoids. *Permophiles*, v. 29, p. 52-62.

EXPLICATIONS DES PLANCHES IX A XI

PLANCHE IX

- Fig. 1-3. — *Grozdilovia cf. composita* (Korzhenevskii, 1940)
 1 : Section subaxiale. Sakmaro-yakhtashien. Jare Nawca. Lame C 170 dv 1. (x 12).
 2 : Section subaxiale. Sakmaro-yakhtashien. Jare Nawca. Lame C 170-4. (x 12).
 3 : Débris roulé de section axiale. Sakmaro-yakhtashien. Jare Nawca. Lame C 170 (dv 2) 5. (x 12).
- Fig. 1-3. — *Grozdilovia cf. composita* (Korzhenevskii, 1940)
 1 : Subaxial section. Sakmaro-Yakhtashian. Jare Nawca. Thin section C 170 dv 1. (x 12).
 2 : Subaxial section. Sakmaro-Yakhtashian. Jare Nawca. Thin section C 170-4. (x 12).
 3 : A rolled remain of subaxial section. Sakmaro-Yakhtashian. Jare Nawca. Thin section C 170 (dv2) 5. (x 12).
- Fig. 4 — *Neoanchicodium catenoides* Endo, 1954
 Section longitudinale. Sakmaro-yakhtashien. Jare Nawca. Lame C 170 (dv 2)-3. (x 8).
- Fig. 4 — *Neoanchicodium catenoides* Endo, 1954
 Longitudinal section. Sakmaro-Yakhtashian. Jare Nawca. Thin section C 170 (dv 2)-3. (x 8).
- Fig. 5-6. — *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat, 1913)
 5 : Une section subaxiale (à gauche) avec *Armenina* sp. (à droite). Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 2-1. (x 13).
 6 : Diverses sections. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 2(2)-1. (x 8).
- Fig. 5-6. — *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat, 1913)
 5 : Subaxial section (left) and *Armenina* sp. (right). Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 2-1. (x 13).
 6 : Various sections. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 2 (2)-1. (x 8).
- Fig. 7-8. — *Neoschwagerina simplex* Ozawa, 1927
 7 : Section axiale (en haut) avec "*Pseudofusulina*" sp. (en bas). Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 2(2)-3. (x 11).
 8 : Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 3-1. (x 11).
- Fig. 7-8. — *Neoschwagerina simplex* Ozawa, 1927
 7 : Axial section (above) with "*Pseudofusulina*" sp. (below). Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 2(2)-3. (x 11).
 8 : Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 3-1. (x 11).
- Fig. 9. — *Maklaya pamirica* (Leven, 1967)
 Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 3(2). (x 12).
- Fig. 9. — *Maklaya pamirica* (Leven, 1967)
 Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 3(2). (x 12).
- Fig. 10. — *Armenina cf. salgirica* Miklukho-Maclay, 1957
 Section axiale incomplète. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame C 6(1). (x 11).
- Fig. 10. — *Armenina cf. salgirica* Miklukho-Maclay, 1957
 Incomplete subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin section C 6(1). (x 11).

Fig. 11. — *Neofusulinella lantenoisi* Deprat, 1913
Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame
C 2(2)-6. (x 10).

Fig. 11. — *Neofusulinella lantenoisi* Deprat, 1913
Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin-
section C 2(2)-6. (x 10).

PLANCHE X

Fig. 1, 3, 5. — *Cancellina* sp.
1 : Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca.
Lame C 4-4. (x 12).
3 : Section oblique avec *Neofusulinella lantenoisi* Deprat
(section transverse). Murgabien inférieur. Jare
Nawca. Lame C 4-3. (x 12).
5 : Section subtransverse. Murgabien inférieur. Jare Nawca.
Lame C 4 (2)-1. (x 20).

Fig. 1, 3, 5. — *Cancellina* sp.
1 : Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4-4. (x 12).
3 : Oblique section with *Neofusulinella lantenoisi* Deprat
(transverse section). Early Murgabian. Jare
Nawca. Thin section C 4-3. (x 12).
5 : Subtransverse section. Early Murgabian. Jare Nawca.
Thin section C 4(2)-1. (x 20).

Fig. 2. — *Maklaya pamirica* (Leven, 1967)
Section oblique (comparer avec la fig. 10). Murgabien
inférieur. Jare Nawca. Lame C 4-2. (x 10).

Fig. 2. — *Maklaya pamirica* (Leven, 1967)
Oblique section (compare with fig. 10). Early Murgabian.
Jare Nawca. Thin section C 4-2. (x 10).

Fig. 4. — *Brevaxina* (?) sp. ou jeune *Armenina* (?) sp.
Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame
C 4-1. (x 40).

Fig. 4. — *Brevaxina* (?) sp. ou jeune *Armenina* (?) sp.
Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4-1. (x 40).

Fig. 6, 8. — *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat,
1913)
6 : Section oblique. Murgabien inférieur. Jare Nawca.
Lame C 4(2)-2. (x 20).
8 : Section subaxiale tangentielle. Murgabien inférieur. Jare
Nawca. Lame C 4(dv)-3. (x 13).

Fig. 6, 8. — *Presumatrina neoschwagerinoides* (Deprat,
1913)
6 : Oblique section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4(2)-2. (x 20).
8 : Tangential subaxial section. Early Murgabian. Jare
Nawca. Thin section C 4(dv)-3. (x 13).

Fig. 7. — « *Arenovidalina* » cf. *planispiralis* Baryshnikov
in Baryshnikov et al., 1982
Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame
C 4(2)-5. (x 20).

Fig. 7. — « *Arenovidalina* » cf. *planispiralis* Baryshnikov in
Baryshnikov et al., 1982
Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4(2)-5. (x 20).

Fig. 9. — *Eopolydixodina* sp.
Section subtransverse. Murgabien inférieur. Jare Nawca.
Lame C 4(2)-4. (x 13).

Fig. 9. — *Eopolydixodina* sp.
Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4 (2)-4. (x 13).

Fig. 10. — *Neoschwagerina simplex* Ozawa, 1927
Section oblique (comparer avec la fig. 2). Murgabien
inférieur. Jare Nawca. Lame C 4(dv)1. (x 13).

Fig. 10. — *Neoschwagerina simplex* Ozawa, 1927
Oblique section (compare with fig. 2). Early Murgabian.
Jare Nawca. Thin section C 4(dv)1. (x 13).

Fig. 11. — *Armenina* sp.
Section subaxiale. Murgabien inférieur. Jare Nawca. Lame
C 4 (dv)-2. (x 13).

Fig. 11. — *Armenina* sp.
Subaxial section. Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4(dv)-2. (x 13).

Fig. 12. — « *Parafusulina* » sp. (section subtransverse) et
Armenina sphaera (Ozawa, 1925) (section
subaxiale). Murgabien inférieur. Jare Nawca.
Lame C 4 (dv)-4. (x 13).

Fig. 12. — « *Parafusulina* » sp. (subtransverse section) and
Armenina sphaera (Ozawa, 1925) (subaxial
section). Early Murgabian. Jare Nawca. Thin
section C 4 (dv)-4. (x 13).

PLANCHE XI

Fig. 1-3, 6. — *Neoschwagerina haydeni* Dutkevich &
Khabakov sensu Thompson, 1946

1 : Section subaxiale (à droite) avec *Laosella gigantea*
(Deprat, 1913) (à gauche). Midien basal. Jare
Nawca. Lame C 62-3. (x 6).

2 : Section subaxiale (en haut) avec *Afghanella schencki* Thompson, 1946 (en bas). Midien basal. Jare Nawca. Lame C 62-5. (x 7).

3 : Section subaxiale. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 64-1. (x 9).

6 : Section subtransverse. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 64-4. (x 10).

Fig. 1-3, 6. — *Neoschwagerina haydeni* Dutkevich & Khabakov sensu Thompson, 1946

1 : Subaxial section (right) with *Laosella gigantea* (Deprat, 1913) (left). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 62-3. (x 6).

2 : Subaxial section (above) with *Afghanella schencki* Thompson, 1946 (below). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 62-5. (x 7).

3 : Subaxial section. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 64-1. (x 9).

6 : Subtransverse section. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 64-4. (x 10).

Fig. 4. — *Dunbarula cf. kitakamiensis* Choi, 1970

Section transverse avec léger déroulement final. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 64-2. (x 30).

Fig. 4. — *Dunbarula cf. kitakamiensis* Choi, 1970

Transverse section with weak terminal uncoiling. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 64-2. (x 30).

Fig. 5, 7. — *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967

5 : Section subaxiale. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 64-3. (x 10).

7 : Section subtransverse. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 64-5. (x 14).

Fig. 5, 7. — *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967

5 : Subaxial section. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 64-3. (x 10).

7 : Subtransverse section. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 64-5. (x 14).

Fig. 8. — *Yangchienia tobleri* Thompson, 1935 (section axiale), *Dunbarula* sp. (en haut à gauche de *Yangchienia*) et *Eopolydiexodina* sp. (sections obliques). Midien basal. Jare Nawca. Lame C 10-1. (x 5).

Fig. 8. — *Yangchienia tobleri* Thompson, 1935 (axial section), *Dunbarula* sp. (left above corner of *Yangchienia*) and *Eopolydiexodina* sp. (oblique sections). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 10-1. (x 5).

Fig. 9. — *Eopolydiexodina cf. bithynica* (Erk, 1942) (section axiale) avec *Eopolydiexodina* sp. (plusieurs sections obliques), *Yangchienia* sp. (section subaxiale) et *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967 (section subtransverse à gauche). Midien basal. Jare Nawca. Lame C 10-4. (x 7).

Fig. 9. — *Eopolydiexodina cf. bithynica* (Erk, 1942) (axial section), with *Eopolydiexodina* sp. (several oblique sections), *Yangchienia* sp. (subaxial section) and *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967 (left; subtransverse section). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 10-4. (x 7).

Fig. 10. — *Neoschwagerina occidentalis* Kochansky, 1970 (en haut à gauche) et *Afghanella* sp. (en bas, à droite). Midien basal. Jare Nawca. Lame C 63-2. (x 7).

Fig. 10. — *Neoschwagerina occidentalis* Kochansky, 1970 (left, above) and *Afghanella* sp. (right, below). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 63-2. (x 7).

Fig. 11-12. — *Pavastehphyllum* sp. (détermination P. Sémenoff-Tian-Chansky).

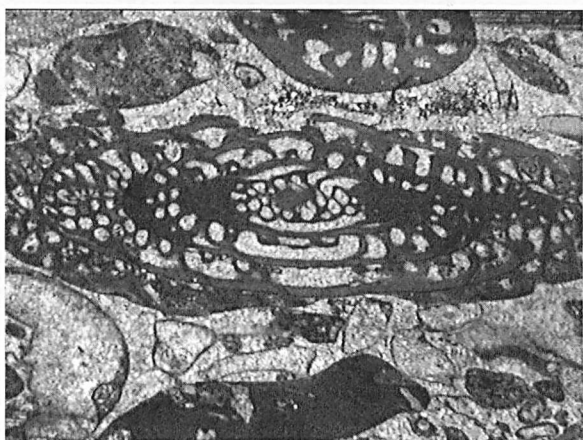
11 : Section axiale (en haut) avec *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967 (en bas). Midien basal. Jare Nawca. Lame C 11. (x 6).

12 : Section axiale. Midien basal. Jare Nawca. Lame C 11. (x 6).

Fig. 11-12. — *Pavastehphyllum* sp. (détermination P. Sémenoff-Tian-Chansky).

11 : Axial section (above) with *Afghanella robbinsae* Skinner & Wilde, 1967. (below). Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 11. (x 6).

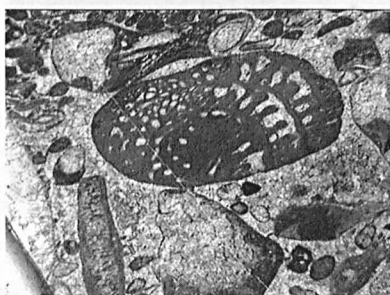
12 : Axial section. Earliest Midian. Jare Nawca. Thin section C 11. (x 6).



1



2



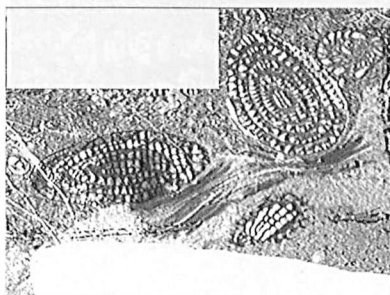
3



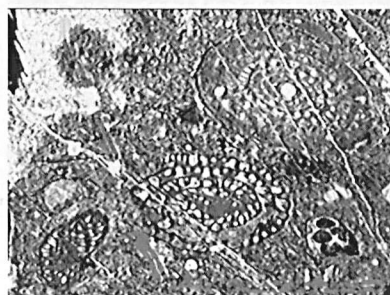
4



5



6



7



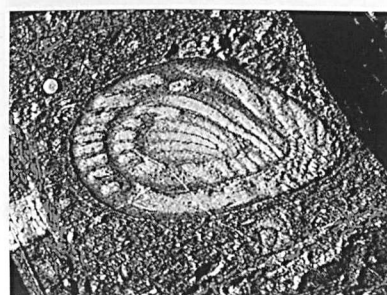
8



9



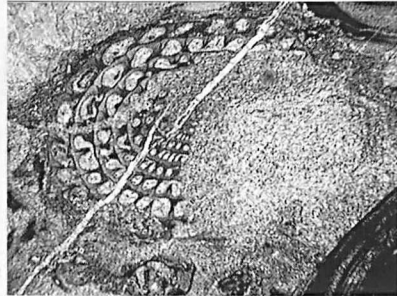
10



11



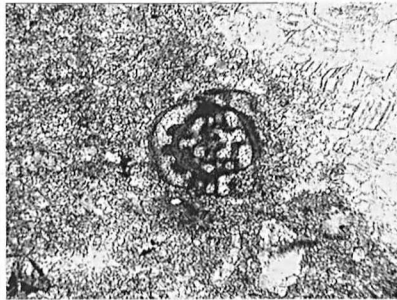
1



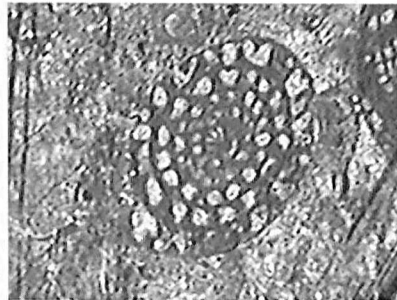
2



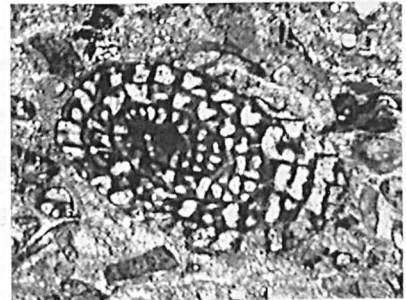
3



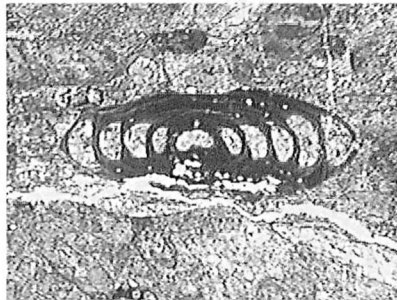
4



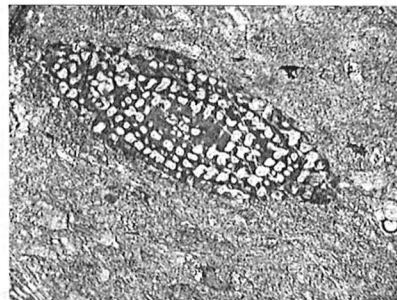
5



6



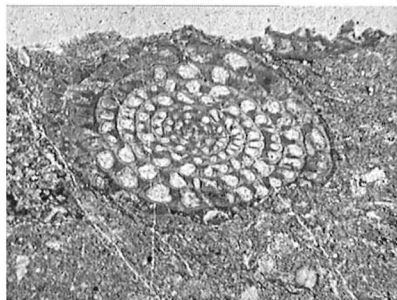
7



8



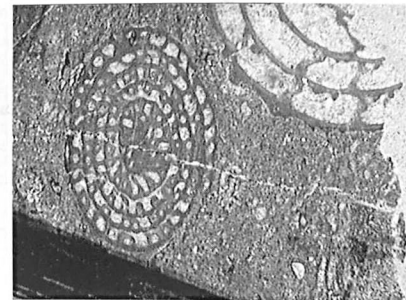
9



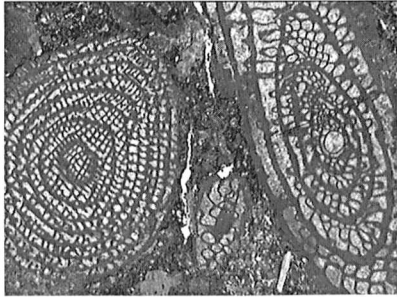
10



11



12



1



2



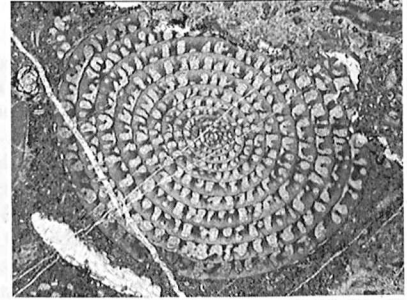
3



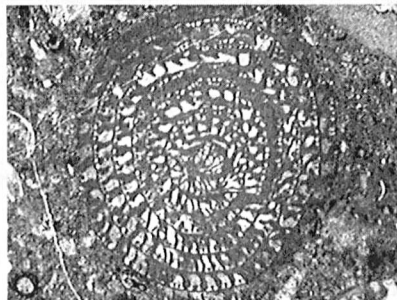
4



5



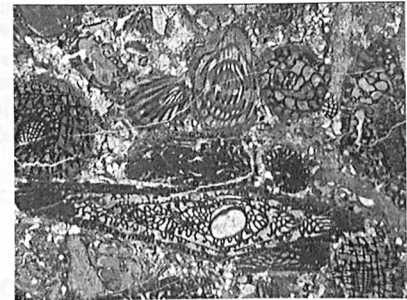
6



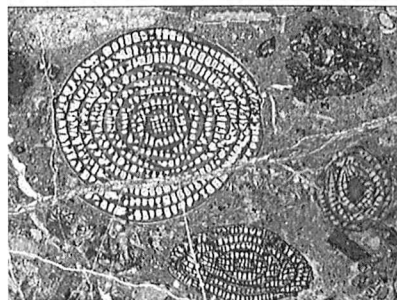
7



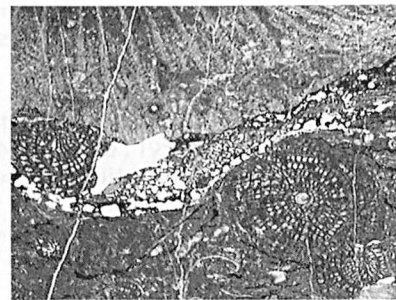
8



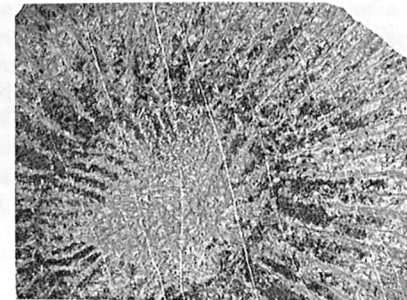
9



10



11



12

LA FAUNE GRAPTOLITIQUE DE LA REGION D'IN AZAOUA (TASSILI OUA-N-AHAGGAR, CONFINS ALGERO-NIGERIENS)

Graptolites from the In Azaoua country (Tassili Oua-n-Ahaggar, Algeria-Niger border)

par Philippe LEGRAND (*)

(Planche XII)

Résumé. — La faune graptolitique de la région d'In Azaoua (Tassili Oua-n-Ahaggar, confins algéro-nigériens) est décrite et figurée pour la première fois. Elle est constituée essentiellement d'espèces endémiques dont l'âge au voisinage de la limite Ordovicien-Silurien est difficile à préciser. Il semble cependant que l'on puisse distinguer deux associations successives. La première est vraisemblablement un équivalent local de l'association $\nu IX \gamma 2$ (Interzone à *N. aff. arrikini* et *N. aff. gelidus*, zone à *N. tilokensis* et *N. pretilokensis* ou *N. pseudovenustus*) du Tassili N'Ajjer oriental, tandis que la seconde pourrait être l'équivalent de l'association $\sigma 1 \alpha 2$ (zone à *Nd. incommodus* et "*Gl.*" *saharensis*) de cette région type. Si ces équivalences sont correctes, les couches qui livrent ces faunes appartiendraient d'une part au sous-étage $n4c2$ (Ordovicien terminal) et d'autre part au sous-étage $gl a 2$ (base du Llandovery) de la stratigraphie saharienne. Cependant, on devrait trouver entre ces deux associations, la zone à *Po. kiliani* (Association $\sigma 1 \alpha 1$) qui caractérise le sous-étage $gl a 1$ à la limite Ordovicien-Silurien mais qui n'a pas été mise en évidence. Les implications paléogéographiques sont évoquées.

Abstract. — Graptolites from the In Azaoua area (Tassili Oua-n-Ahaggar, Algeria-Niger border) are figured and described for the first time. These are chiefly endemic from near the Ordovician-Silurian boundary, which is difficult to define. However, two successive assemblages can be distinguished.

The first is probably the local equivalent of the $\nu IX \gamma 2$ assemblage (*N. aff. arrikini* and *N. aff. gelidus* interzone, *N. tilokensis* and *N. pretilokensis* or *N. pseudovenustus* zone) of the eastern Tassili N'Ajjer. The second assemblage could be equivalent to the $\sigma 1 \alpha 2$ assemblage (*Nd. incommodus* and "*Gl.*" *saharensis* zone) of the typical area. If these equivalences are correct the beds in which these graptolites occur, belong to the $n4c2$ substage (Uppermost Ordovician) and to the $gl a 2$ substage (Lower Llandovery) of the Saharan stratigraphy. Between these two assemblages, the *Po. kiliani* zone ($\sigma 1 \alpha 1$) characteristic of the $gl a 1$ substage (Ordovician-Silurian boundary) is apparently absent. Paleogeographic implications are also briefly discussed.

La bordure méridionale du massif de l'Ahaggar est définie par les affleurements paléozoïques qui s'étendent sur plus de 700 Km depuis le massif de l'Aïr à l'Est jusqu'à l'Adrar des Iforas à l'Ouest et constituent le Tassili Oua-n-Ahaggar (fig. 1). La série stratigraphique s'étage de l'Ordovicien au Carbonifère compris. Nous nous intéresserons ici aux faunes des affleurements d'argiles à graptolites les plus orientaux, à proximité de la frontière Algérie-Niger. Ces affleurements constituent en effet, les premiers témoins de cette formation quand on vient de l'Aïr mis à part un petit affleurement à 30 Km au Nord du puits de Touaret (Niger) (Nyssen *et al.*, 1959; Claret et Tempère, 1968) et de ce fait sont particulièrement importants.

I. — HISTORIQUE DES RECHERCHES

Si c'est à Chudeau (1913) que l'on doit la première mention de "schistes à graptolites (Gothlandien)" au Tassili Oua-n-Ahaggar, c'est à Kilian (1928) que revient le mérite d'avoir signalé, le premier, la présence d'argiles à "graptolites diplograptidés" dans la région d'In Azaoua. Un seul affleurement figure dans cette région sur la Carte Géologique au 1:200 000 réalisée pour le Congrès géologique d'Alger (1952). Ces affleurements ne sont pas mentionnés par les géologues étudiant alors le Tassili Oua-n-Ahaggar (Renault, 1953; Lessard, 1959, 1962), et il faut attendre les missions de

(*) Géologue Consultant, 216 Cours Général de Gaulle, 33170 Gradignan, FRANCE. E-mail : legrandblain@wanadoo.fr

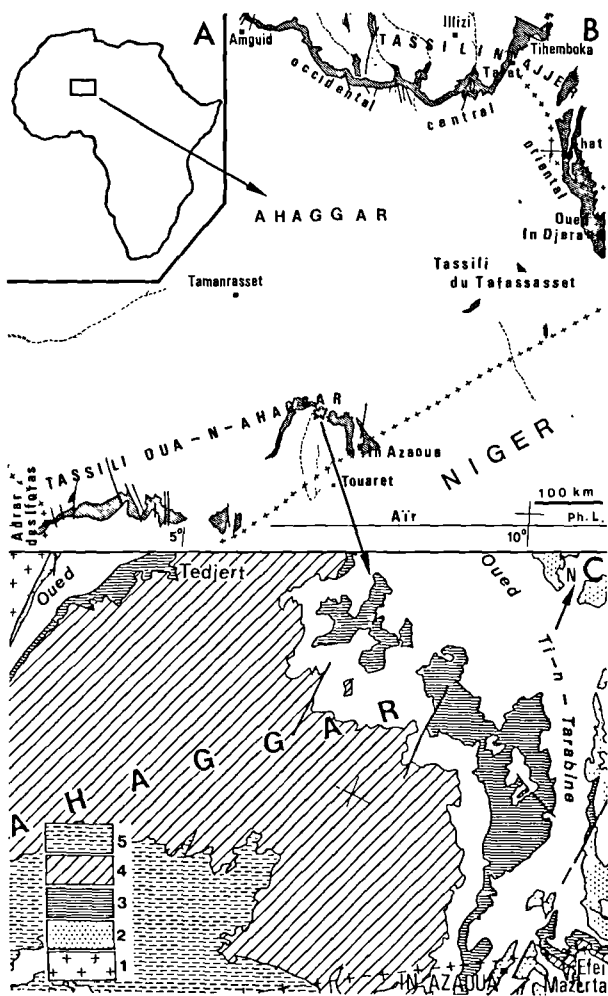


Fig. 1 A. — Situation de la région étudiée.
 B. Carte géologique générale; en grisé les affleurements d'Ordovicien terminal et de Silurien inférieur argileux.
 C. Carte géologique de la région d'In Azaoua et de Tedjert. 1, Précambrien; 2, Groupe des grès des Tassilis internes; 3, Formations des argiles de Tedjert et d'Efei Mazerta; 4, Formations du Dévonien inférieur et moyen; 5, Formations d'In Debirene, de Taberia et formation calcaire carbonifère.

Fig. 1 A. — Location of the studied region.
 B. Geological sketch map; in gray tint, argillaceous Uppermost Ordovician and Lower Silurian.
 C. Geological map of the In Azaoua - Tedjert area : 1, Precambrian; 2, Inner Tassilis Group; 3, Tedjert and Efei Mazerta Formations; 4, Lower and middle Devonian Formations; 5, In Debirene Formation, Taberia Formation and carboniferous calcareous formation.

terrain effectuées par les géologues de la S.N. REPAL, Chanut, Kicken, Nyssen, Collin et Tourel, pour le compte de PETROPAR-CEP de 1957 à 1959, pour que des coupes régulières soient levées et des faunes récoltées. Les résultats en furent résumés ultérieurement par Claret et Tempère (1968). La 2^{ème} édition de la Carte Géologique au 1. 2 000 000 (1962) donne alors une image correcte de ces affleurements.

Plus récemment, la Mission sédimentologique sur la couverture sédimentaire du Bouclier saharien procéda à des observations et à des récoltes de faunes dans cette région lors de ses missions de 1965 et 1967 (Beuf *et al.*, 1971).

Nous avons manqué de temps pour étudier ces affleurements lors d'un trop bref séjour, et c'est donc à partir d'une petite partie du matériel récolté par les géologues de la S.N. REPAL, heureusement retrouvée, et des récoltes de la Mission sédimentologique sur la couverture sédimentaire du Bouclier saharien, que cette étude a été réalisée. Elle reprend pour l'essentiel les connaissances et descriptions proposées récemment (Legrand, 1999) en tenant compte des remarques et critiques qui nous ont été faites et de recherches complémentaires effectuées.

II. — STRATIGRAPHIE

1) Le cadre général

La succession lithostratigraphique pour la partie qui nous intéresse est, en première approximation, partout la même, dans tout le Tassili Ou-n-Ahaggar, soit de bas en haut :

— Une formation composée de conglomérats, de grès, d'argiles gréseuses à sédimentation tourmentée et qui constitue ici la partie supérieure du Groupe des grès des Tassilis internes (*). L'origine glaciaire de cette formation a été montrée et remarquablement illustrée (Beuf *et al.*, 1971).

— Une formation d'argiles souvent silteuses, couramment désignées sous le vocable d'argiles à graptolites, pour laquelle est proposé ici le nom de Formation des Argiles de Tedjert (**).

Au-dessus vient en discordance une formation de grès grossiers ferrugineux, celle d'Anou Izileg d'âge Dévonien.

2) Description des coupes

Il n'existe aucune coupe complète de la Formation des argiles de Tedjert dans la région d'In Azaoua et les différentes

(*) **Remarque** - Cette formation a été désignée comme Unité 5 par Lessard (1962) puis comme Complexe terminal par Claret et Tempère (1968). Elle fut appelée Série d'In Debirene par Collin *et al.* dans un rapport interne datant de 1960 mais ce nom n'est apparu dans le domaine public que cité par Beuf *et al.* (1971) alors qu'il se trouvait pré-employé par Lessard dès 1961 pour désigner une formation d'âge carbonifère. Il convient donc, pour éviter toute ambiguïté, de corriger ce nom que nous avons d'ailleurs utilisé nous-même au sens de Collin (Legrand, 1974, 1981, 1983, 1985 b). Il est proposé à la place le nom de Formation grés-argileuse d'I-n-Abeggui (du nom de la localité au Nord-Est de Tedjert où cette formation affleure largement).

(**) **Remarque** - En fait, dans toute la partie orientale, on ne voit nulle part le contact des grès d'Anou Izileg avec les argiles de Tedjert (fig. 1), et la base de ces grès n'y est pas datée. Par ailleurs, dans la région d'In Azaoua, Nyssen *et al.* (1959) reconnaissent sous les grès d'Anou Izileg, mais en discordance sur n'importe quel terme sous-jacent, une série gréseuse peu épaisse (moins de 20 m) dite d'Efeimazerta dont la signification reste incertaine. Parmi les travaux ultérieurs, Collin *et al.* (1960), Lessard (1962), ne font pas mention de celle-ci, tandis qu'elle est citée par Claret et Tempère (1968) et largement décrite par Beuf *et al.* (1971). Son âge reste imprécis, compris entre l'Ordovicien et le Dévonien.

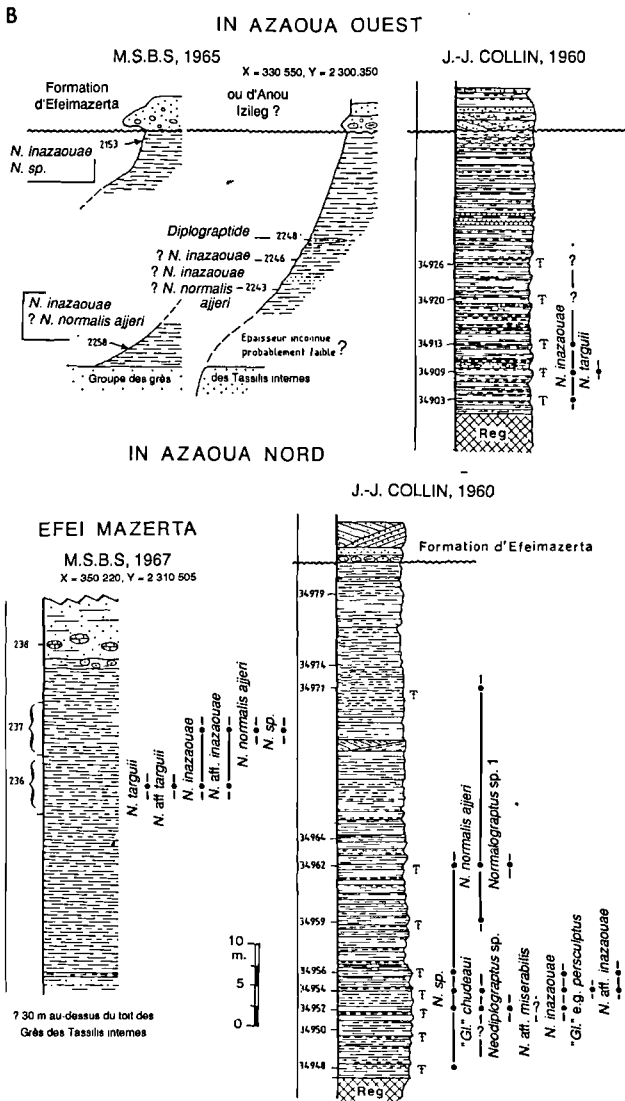
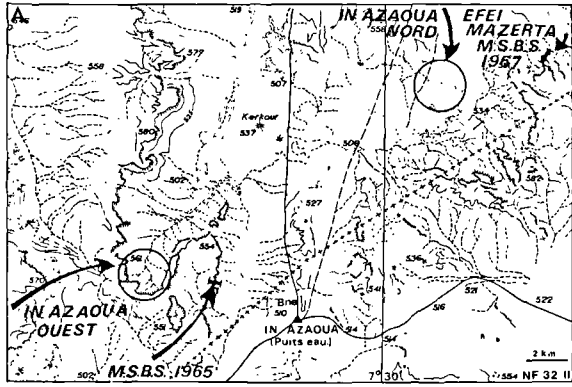


Fig. 2 A. — Carte de position des sections fossilifères.
 B. Sections des argiles de Tedjert dans la région d'In Azaoua et distribution des graptolites.

Fig. 2 A. — Location map of the fossiliferous sections.
 B. Tedjert shale sections in the In Azaoua area showing ranges of graptolites.

sections partielles où ont été récoltés des faunes (fig. 2) ne sont pas raccordées entre elles. Seul le contact avec le sommet des Grès Inférieurs constitue localement un repère valable. Au

sommet, la formation d'Efei Mazerta est au moins en discordance cartographique sur les argiles de Tedjert et l'âge des argiles sous la discordance change selon les points. Enfin la section d'Efei Mazerta par les faciès qu'elle présente paraît très différente des autres affleurements; il est vraisemblable qu'elle représente la partie médiane des argiles de Tedjert dans la région.

III. — PALEONTOLOGIE

1) Généralités

La faune graptolitique de la région d'In Azaoua est uniquement constituée de Diplograptides, dont l'étude est délicate pour plusieurs raisons :

- la conservation très variable depuis les spécimens "en relief" jusqu'à ceux comprimés, ce qui entraîne des changements importants dans l'aspect et les mesures des paramètres.
- la faible diversité morphologique des taxons représentés, mais pour chacun d'eux leur grande variabilité.
- l'endémisme de la faune, particulièrement pour ce qui est de la partie inférieure des argiles de Tedjert, qui rend aléatoire l'utilisation d'une zonation standard.

Toutes les espèces représentées ont en commun un développement de type kéroblastique et une astogenèse de mode n° 11 (Legrand, 1999) (= "pattern" H de Mitchell, 1986, 1987). Outre les caractères classiquement étudiés et mesurés, il a été tenté d'utiliser dans cette étude le développement de la sicula, celle-ci semblant présenter une certaine constance pour une espèce donnée (Mitchell, 1986), ainsi que la longueur des métathèques de $th1^1$ et $th1^2$ qui se révèlent également homogènes pour une longueur de sicula donnée. Comme l'apex de la sicula est généralement masqué sur les spécimens adultes de Diplograptides par les thèques à partir de leur deuxième paire, ce que l'on mesure en fait, le plus souvent, n'est que la longueur apparente de la sicula. En recherchant systématiquement les spécimens immatures, mais présentant au moins l'ébauche de $th1^1$ pour s'assurer que la sicula a achevé son développement, on peut voir sans ambiguïté l'apex de la sicula et mesurer sa longueur vraie. L'expérience montre qu'on peut mettre ainsi en évidence deux ou trois populations de sicula dans un échantillonnage. Des conditions de conservation particulières ou l'incision de spécimens présentant un certain relief permettent en général de faire correspondre chaque population à une espèce ou à un groupe d'espèces voisines donné.

Enfin, du point de vue systématique, la classification suivie est la même que celle adoptée précédemment (Legrand, 1999). Il a été tenu compte toutefois de certains aspects de la classification de Koren et Rickards (1996)

2) Etude systématique

Famille *NORMALOGRAPTIDAE* ŠTORCH et SERPAGLI, 1993

Genre *NORMALOGRAPTUS* LEGRAND, 1987 emend.

Espèce-type : Désignation originale ; *Climacograptus scalaris normalis* LAPWORTH, 1877, du Silurien inférieur d'Ecosse.

Derivatio nominis : du nom de l'espèce type

- * 1987 *Normalograptus* gen. nov.: Legrand, p. 62.
- 1988 *Scalarigraptus* nov.: Riva, p. 230.
- 1989 *Normalograptus* Legrand : Riva et Ketner, p. 85-86.
- p 1991 *Normalograptus* Legrand emend.: Melchin et Mitchell, p. 155.
- 1993 *Normalograptus* Legrand emend.: Štorch et Serpagli, p. 22.
- 1996 *Normalograptus* Legrand : Koren et Rickards, p. 37
- 1998 *Normalograptus* Legrand, 1987 emend.: Melchin, p. 289-290.

Définition

La définition de ce genre en tenant compte des légères modifications apportées par Riva (1989) et des leçons tirées de son usage peut s'énoncer ainsi : Rhabdosome bisérié, droit, de section circulaire ou ovale, à sicula présentant une virgella simple ou modifiée et exceptionnellement une (ou deux?) épine aperturale (antivirgellaire); développement kéroblastique selon le mode n° 11 (Legrand, 1999) ("pattern" H de Mitchell, 1986, 1987); septum médian complet ou incomplet; thèques de type climacograptide dont les caractères (muraille supragéniculaire parallèle à l'axe du rhabdosome, ouverture horizontale, géniculation marquée) peuvent s'altérer légèrement dans la partie distale.

Remarques - a) Les rapports entre *Hedrograptus* OBUT, 1949 et *Normalograptus* ont été exposés par nous-même lors de la définition du genre (Legrand, 1987) ainsi que par Riva aussi bien pour le genre *Scalarigraptus* (RIVA, 1988) que pour le genre *Normalograptus* (Riva in Riva et Ketner, 1989). - b) Melchin et Mitchell (1991) élargissent le genre *Normalograptus* à tous les Diplograptides présentant leur développement de type H, quelle que soit la forme des thèques et y distinguent trois groupes : - Groupe A : espèces à thèques climacograptides - Groupe B : espèces à thèques glyptograptides - Groupe C : espèces à thèques bifformes ou polyformes. Nous sommes en désaccord avec cette transformation du genre *Normalograptus* en un vaste ensemble traduisant le fait que la seule considération du mode de développement est insuffisante pour bâtir une systématique des Diplograptides du Silurien. En outre, elle remet en cause en partie la définition du genre *Neodiplograptus* (voir ci-dessous). - c) Dans notre définition originale, nous avions écrit que la sicula ne présentait pas d'épines à l'exception de la virgella. De même Riva (1988) dans sa définition de *Scalarigraptus* et Riva (in Riva et Ketner, 1989) dans sa diagnose de *Normalograptus* indique que la virgella est la seule épine proximale. Il apparaît maintenant comme à peu près certain que des spécimens de *N. (Normalograptus)*, d'âge Ordovicien terminal, peuvent exceptionnellement présenter une épine aperturale. Pour ce qui est des espèces siluriennes, Štorch et Serpagli (1993) considèrent comme très probables que chez *N. (Normalograptus) trifilis* MANCK les deux épines accompagnant la virgula sont des épines antivirgellaire et ils modifient la définition du genre en conséquence. De façon un peu différente, Koren et Rickards (1996) supposent qu'une seule est aperturale et l'autre issue de la géniculation de th¹. La présence d'épines aperturales ne serait donc plus l'apanage exclusif des espèces ordoviciennes bien que les homéomorphies devant être fréquentes dans ce type de structure, il n'est pas certain qu'il s'agisse d'appendices de même origine dans les deux cas. Quoiqu'il en soit, ceci nous a conduit à rectifier légèrement notre définition du genre. Le problème se complique du fait que Koren et Rickards (1996) placent dans un nouveau genre *Hirsutograptus* des espèces appartenant vraisemblablement au genre *Normalograptus* par tous leurs caractères et en particulier leur développement (mode n°11 ou H) mais dont la sicula ainsi que les thèques présentent des épines aperturales ou latérales développées. La question qui se pose est de savoir le degré d'individualité que confèrent ces caractères d'autant qu'ils maintiennent par exemple *trifilis trifilis* dans le genre *Normalograptus*. Il n'est pas certain d'ailleurs que de tels développements ne soient pas liés à un environnement particulier. Le niveau du sous-genre pour *Hirsutograptus* aurait été peut-être plus

approprié, ce qui impliquerait une modification un peu plus importante de la définition de *Normalograptus*.

Subdivisions

À côté des espèces qu'on peut rapporter sans hésitation au genre *Normalograptus*, il existe de nombreuses espèces qui, d'une façon ou une autre, et souvent seulement sur une partie du rhabdosome, présentent des caractères un peu différents de ceux observés dans les espèces les plus typiques. C'est en particulier au niveau de la forme des thèques et à un degré moindre de la forme du rhabdosome que ces différences sont perçues. Pour tenir compte de ces observations on a donc été conduit à distinguer: a) sous le nom de *Normalograptus (Normalograptus)*, les espèces appartenant au genre au sens strict, b) sous le nom de *Normalograptus (Normalograptus ?)* les autres espèces telles *Normalograptus (?) extraordinarius* (SOBOLEVSKAYA).

Normalograptus (Normalograptus) normalis ajjeri (LEGRAND, 1977)

(Pl. XII, fig. 10 ; a et b, fig. 3)

Holotype : spécimen 2223 dq désigné p. 171 et figuré p. 172, fig. text 9D par Legrand, 1977.

Population type : 2223 d₁₋₁₁.

Locus typicus : coupe de l'Oued In Djerane, Tassili N'Ajjer oriental, Sahara algérien.

Stratum typicum : couches à *N. (Normalograptus) pseudovenustus*, sous-étage régional n4c2 (partie supérieure), Ashgillien terminal.

Derivatio nominis : latinisation du mot Ajjer, du nom du Tassili d'où proviennent les premiers échantillons.

*p 1977 *Climacograptus (Climacograptus) normalis ajjeri* nov. sub. sp. : Legrand, p. 171-177, tabl. VII, fig. texte 9 A-B-C-D, 10 A-B.

pv 1977 *Climacograptus (Climacograptus) venustus venustulus* nov. sp. : Legrand, p. 166-168.

v 1986 a *Climacograptus (Climacograptus) normalis ajjeri* LEGRAND : Legrand, p. 146-150, fig. 2-3.

v 1986 a *Climacograptus (Climacograptus) pseudovenustus venustulus* LEGRAND : Legrand, fig. 2.

Remarque : Les erreurs typographiques abondent dans notre publication de 1977. Ainsi le nom *ajjeri* devient *djerani* p. 171, et le nom *venustulus* en tant que sous-espèce de *venustus* apparaît à deux reprises p. 166 comme *venustus venustus*.

Echantillons - : Quelques spécimens comprimés dans l'argile provenant de la région d'In Azaoua (2258 ? b₁, ? c₁, c₂, ? c₃, e₁, ? e₂, e₃, ? e₄, e₅₋₉, 2243 ? b₁), de la coupe In Azaoua Nord (34959 a₁₋₂, 34962 ? a₂, 34971 a₁₋₂) et de la région d'Efei Mazerta (237 a₁₋₅).

Description

Ce sont des rhabdosomes d'aspect tubulaire dont la taille varie de 10 à plus de 20 mm. L'aspect général en est tubulaire; la largeur au niveau de l'ouverture de th¹ est le plus souvent de 0,9 à 1 mm (limite de la distribution : 0,8 et 1,15 mm) et de 0,9 à 1,1 mm (voir 1,2 mm) au niveau de th¹-th². Elle est de 1,2 à 1,5 mm au niveau de th⁴-th⁴ et atteint presque immédiatement sa valeur maximale le plus souvent de 1,6 mm (limite de la distribution 1,4 et 1,8 mm). La longueur apparente de la sicula peut atteindre 1,6 mm, valeur sans doute assez proche de sa longueur réelle; la largeur à l'ouverture est de 0,3 à 0,4 mm. La virgella est fine et courte de même que la

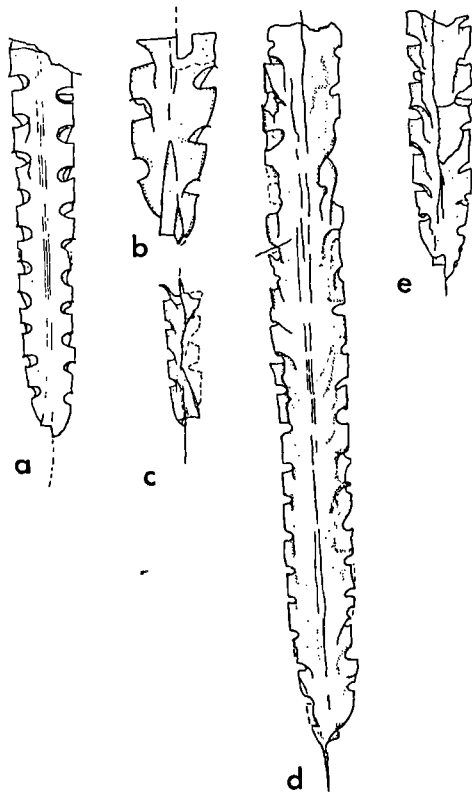


Fig. 3. — *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND) Gr. = X5.
 a : spécimen 237 a3. Affleurement isolé de la région d'Efei Mazerta. b : spécimen 2258 e7. Affleurement isolé de la région d'In Azaoua.
 Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.

? *N. (Normalograptus) aff. miserabilis* ELLES et WOOD. Gr. = X5.
 c : spécimen 34952 d1. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable g1a2, Llandoverien inférieur probable.

N. (Normalograptus) sp. 1. Gr. = X5.
 d : spécimen 34962 b1 ; e : spécimen 34962 b2. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable g1a2, Llandoverien inférieur probable.

Fig. 3. — *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND). Gr. = X5.
 a : specimen 237 a3. Isolated outcrop of the Efei Mazerta area. b : specimen 2258 e7. Isolated outcrop of the In Azaoua area. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage n4c2, Late Ashgillian.

? *N. (Normalograptus) e.g. miserabilis* ELLES et WOOD. Gr. = X5.
 c : specimen 34952 d1. North In Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage g1a2, probable Lower Llandoverian

N. (Normalograptus) sp. 1. Gr. = X5.
 d : specimen 34962 b1 ; e : specimen 34962 b2. North In Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage g1a2, probable Lower Llandoverian.

virgula. Une trace du bord du septum médian peu marquée est souvent observée. Th¹ et th² ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique. La métathèque de th¹ est courte avec une longueur apparente de 0,9 à 1 mm ainsi que celle de th² de même longueur; c'est l'une des raisons de l'aspect arrondi de la partie proximale. Les autres thèques sont

franchement climacograptides avec une longueur de 1,6 mm pour une largeur de 0,35 à 0,45 mm et un recouvrement des 3/8. La muraille supragéniculaire varie de 0,5 à 0,7 mm; la géniculation présente une visière de très petite taille que la compression transforme en une apparence d'épine plus ou moins développée; la cavité aperturale, banale, a de 0,3 à 0,4 mm tant en hauteur qu'en profondeur. On compte généralement de 13 à 12 thèques sur les dix premiers millimètres.

Justification de la détermination

Les spécimens considérés sont conformes à la définition révisée de *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND) (Legrand, 1999). Cependant, malgré une étude relativement détaillée des populations de l'Oued In Djerane (Tassili N'Ajjer oriental) où se trouve la localité type, il n'a pas été encore possible de trouver la logique qui préside à la succession des différentes morphes de l'espèce (Legrand, 1999). Seul un échantillonnage très dense et une étude détaillée particulièrement fastidieuse au Tassili N'Ajjer oriental semblent susceptibles de faire progresser la question. La détermination des spécimens de la région d'In Azaoua pourrait alors devoir être précisée.

Répartition stratigraphique

Dans l'état actuel de la question, *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* apparaît dans la partie inférieure de la zone à *N. gelidus*-*N. arrikini* et persiste jusque dans la zone à *Nd. incommodus*. Cette espèce participe donc aux associations vIXγ1, vIXγ2, σ1α1 et σ1α2 qui caractérisent les sous-étages régionaux n4c1, n4c2, g1a1 et g1a2 équivalents probables de l'Ashgillien supérieur et terminal et de la base du Llandoverien. Les spécimens d'In Azaoua se rencontrent dans les associations vraisemblablement équivalentes à vIXγ2, et σ1α2.

? *Normalograptus (Normalograptus) e.g. miserabilis* (ELLES et WOOD, 1906)

(c, fig. 3)

Lectotype : spécimen BU 1150 figuré par Elles et Wood, 1906 fig.-texte 120 a et désigné par Williams, 1987, p. 79.

Population type : non décrite.

Locus typicus : Dob's Linn, Moffat, Ecosse

Stratum typicum : Lower *Complanatus* Band

Derivatio nominis : non explicité, mais à l'évidence en raison de sa très petite taille.

- p 1868 *Climacograptus minutus* sp. nov. : Carruthers, p. 132, pl. V, fig. 10 b (et non 10 a).
- * 1906 *Climacograptus scalaris* (Hisinger) var. *miserabilis* var. nov. : Elles et Wood p. 186, fig.-texte 120 a-c, Pl. XXVI, fig. 3 a-h.
- ? 1923 *Climacograptus miserabilis* E. et W. : Manck, p. 287-288
- 1924 *Climacograptus miserabilis* Elles et Wood : Hundt, p. 57, pl. I, figs. 20, 21, 26.
- p 1929 *Climacograptus scalaris* var. *miserabilis* E. et W. : Davies, p. 8, fig.-texte 27.
- 1934 *Climacograptus scalaris* var. *miserabilis* Elles et Wood : Hsü, p. 60, Pl. IV, fig. 9 a-e.
- ? 1940 *Climacograptus miserabilis* Elles et Wood : Hundt, p. 53, p. 80, fig. 12.

Echant	N. sp	Rb	Th1	Th2	Sa	s	l1	l2	m1	m11	m4	Ml	L	l	L/l	Rt	msg	o	h	v	V	Observations
2258	e2	21,5	12 1/2	10 1/2	-	-	1,0	1,0	1,1	1,2	1,5	1,6	-	-	-	-	0,7	0,3	0,4	4,6	2,6	C. n., sm.
	e1	8,5>	6x2=12	-	? 1,6	-	-	? 1,0	1,15	1,2	-	1,6	-	-	-	-	0,5	0,4	0,5	-	-	C. n., tsm.
	e3	5,5>	6x2=12	-	1,6	0,35	0,9	1,0	0,85	0,95	-	1,4	-	-	-	-	-	-	-	0,6	4	C. n., snv
	e5	6>	6x2=12	-	?<1,6	-	-	? 1,1	1,0	1,2	-	1,6	-	-	-	-	0,5	0,3-0,5	0,4-0,6	-	-	C. n., sm. prob.
	e6	7,5>	7x2=14	-	?<1,6	0,3	1,0	0,9	0,95	1,05	-	1,6	1,6	-	-	-	0,4	0,4	0,4	-	-	C. n., sm. prob.
	e7	3>	-	-	1,6	0,3	0,8	0,9	0,8	0,9	1,2	-	-	-	-	-	0,4	0,3	0,3	-	-	C. n., tsm.
	e8	-	-	-	1,2	0,35	0,9	1	0,95	1,05	-	1,5	-	-	-	-	0,55	0,3	0,3	0,9	4,8	C. n., sm.
	e9	9,5	12+1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	34959	a1	11	11	-	-	-	-	-	1,0	1,4	1,6	-	-	-	-	0,6	0,3	0,4	-	-	C. n., tsm.
	a2	>9	11 +1	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-	0,6	0,3	0,3	-	4,8	C. n., sm. prob.	
34971	a1	26,5	13	10	1,6	0,3	0,9	0,9	0,8	1,1	1,2	1,4	1,6	0,35-0	4	3/8	0,7	0,3	0,2	1,0	-	C. n., sm. prob.
237	a2	11>	13	-	-	0,35	0,9	1,0	0,9	1,0	1,3	1,6	-	-	-	-	0,4	0,35	0,3	0,8	1,2	C. n./ob., tsm.
	a3	10>	11	-	1,8	0,35	1,0	1,0	1,0	1,1	1,5	1,6	-	-	-	1,8	0,6	0,5	0,4	1,4	-	C. n., sm. prob.
	a4	12,5>	12	-	-	0,4	1,0	1,0	1,0	1,1	1,3	1,6	-	-	-	-	0,6	0,3	0,3	0,6>	-	C. n., tsm.
	a5	21,5	12 1/2	10 1/2	-	-	0,9	0,9	-	1,0	1,2	1,6	-	-	-	-	0,5-0,6	0,3-0,4	0,3-0,4	2,0	-	C. n./ob., tsm.

Tabl. I. — Données numériques relatives aux spécimens de *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND) de la région d'In Azaoua. Spécimens comprimés : 2258, In Azaoua Ouest, 1965; 34959-34971, In Azaoua Nord, 1960; 237, Efei Mazerta, 1967.

Signification des abréviations : Echant : Numéro d'échantillon; N. sp. : numéro de spécimen; Rb. : Longueur du rhabdosome; Th1 : nombre de thèques sur les dix premiers millimètres du rhabdosome; Th2 : nombre de thèques sur les dix millimètres suivants; Sa : longueur apparente de la sicula; s : largeur de la sicula à l'ouverture; l1 : longueur apparente de la métathèque de th1¹; l2 : longueur apparente de la métathèque de th1²; m1 : largeur du rhabdosome au niveau de l'ouverture de th1¹; m11 : largeur du rhabdosome au niveau de la paire th1¹-th1²; m4 : largeur au niveau de th4¹-th4²; Ml : largeur maximale; Md : largeur distale (en cas de rétrécissement); ep : épaisseur; L : longueur d'une thèque adulte; l : largeur d'une thèque adulte à l'ouverture; L/l : rapport longueur sur largeur; Rt : recouvrement de deux thèques successives; msg : muraille supragéniculaire; o : profondeur de la cavité aperturale; h : hauteur de la cavité aperturale; v : longueur de la virgella; V : longueur de la virgula; C. n. : Compression normale; C.n/ob. : compression normale puis oblique; C. fob : compression faiblement oblique; C. l. : compression latérale; sm. : septum médian; tsm. : traces de septum médian; sm. prob. : septum médian probable; snv. : septum médian non visible.

Table. I. — Measurements of the specific parameters on the specimens of *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND) from the In Azaoua country. Flattened specimens : 2258, West In Azaoua, 1965; 34959-34971, North In Azaoua, 1960; 237, Efei Mazerta, 1967. Meaning of the symbols : Echant : number of sample; N. sp. : number of specimen; Rb. : length of rhabdosome; Th1 : number of thecae along the first ten millimetres of rhabdosome; Th2 : number of thecae along the ten following millimetres; Sa : apparent length of sicula; s : width of sicular aperture; l1 : apparent th1¹ metathecal length; l2 : apparent th1² metathecal length; m1 : width of rhabdosome at the level of the aperture of th1¹; m11 : width of rhabdosome at the level of th1¹-th1²; m4 : width of rhabdosome at the level of th4¹-th4²; Ml : maximum width; Md : distal width (in the case of decreasing); ep : thickness; L : adult thecal length; l : apertural width of adult thecal; L/l : length-width ratio; Rt : overlapping of two successive thecae; msg : supragenicular wall; o : depth of the thecal excavation; h : height of the thecal excavation; v : length of virgella; V : length of virgula; C. n. : normal compression; C.n/ob. : normal then oblique compression; C. fob : faintly oblique compression; C. l. : lateral compression; sm. : median septum; tsm. : weak marks of median septum; sm. prob. : probable septum median; snv. : median septum not seen.

1945	<i>Climacograptus scalaris</i> var. <i>miserabilis</i> Elles et Wood : Waterlot, Tabl. IV, fig. 91.	1983	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Williams, p. 615-616, fig.-texte 3f-i, 4f-i, 5a-b.		
1952	<i>Pseudoclimacograptus scalaris miserabilis</i> E et W : Munch, p. 49, Pl. I, fig. 2a-b	?	1983	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Mu <i>et al.</i> , p. 167-168, pl. 4, figs. 6-7.	
?	1960	<i>Climacograptus scalaris</i> var. <i>miserabilis</i> Elles et Wood : Berry, p. 82	1983	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Li <i>et al.</i> , Pl. II, fig. 5.	
?	1963 b	<i>Climacograptus scalaris</i> var. <i>miserabilis</i> ? Elles et Wood : Willefert, p. 14-15, fig.-texte 4, pl. 3, figs. 12, 16.	?	1984	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Chen, p. 39, fig. texte 3 e.
	1965	<i>Climacograptus scalaris miserabilis</i> Elles et Wood : Stein, p. 160, fig. 13 j, 14 g-h.	1984	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Li, p. 346, pl. 14, figs. 7, 9, 12.	
p	1969	<i>Climacograptus minutus</i> Carruthers : Strachan, p. 193, Pl. 4, fig. 2 (et non fig. 1).	1984	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Ge, p. 428, pl. 8, figs. 1-2, pl. 9, fig. 4.	
	1970	<i>Climacograptus scalaris miserabilis</i> Elles et Wood : Toghil, p. 23, pl. 12, figs 1-11.	1986	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Fu et Song, p. 63-64, fig.-texte 2, fig. m-g, Pl. I, fig. 18-24.	
	1970	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Rickards, p. 28-29, pl. 1, figs. 3-5, 10.	1986	<i>Climacograptus miserabilis</i> (Elles et Wood) : Berry, p. 139-140, fig. 5 d-e	
	1971	<i>Climacograptus scalaris miserabilis</i> ELLES et WOOD : Schauer, p. 29-30, fig. text 13, pl. 2, fig 7-8, Pl. 5 fig. 15-16.	1990	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Fang, p. 68-69, Pl. 10, fig. 1-2, 13.	
	1971	<i>Climacograptus scalaris miserabilis</i> Elles et Wood : Strachan, p. 34	1994	<i>Normalograptus miserabilis</i> (Elles et Wood) : Zalasiewicz et Tunnicliff, p. 705, figs 5K-L	
	1974	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Hutt, p. 20, fig.-texte 8, fig. 1, pl. 1, figs 1, 2.	Echantillon - Un seul spécimen comprimé dans un siltstone (34952 d). Affleurement isolé In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert.		
	1974	<i>Climacograptus (Climacograptus) scalaris</i> var. <i>miserabilis</i> Elles et Wood : Krstic, p. 163	Description		
	1977	<i>Gl. (Climacograptus) miserabilis</i> ELLES et WOOD : Legrand, fig.-texte 7.	Spécimen de petite taille (3,4 mm) dont la largeur de 0,8 mm au niveau de la première paire de thèques, ne croît que légèrement pour atteindre une valeur maximale de 1 mm au		
?	1978	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Chen et Lin, p. 29, Pl. 4, fig. 9-13.			
	1982 a	<i>Climacograptus miserabilis</i> Elles et Wood : Williams, p. 247, figs. 10 k-n.			

Tax.	Spécimen étudié	<i>N. angustus</i> (PERNER)	<i>N. miserabilis</i> (ELLES et WOOD)	<i>N. mirmyensis</i> (OBUT et SOBOLEVSKAYA)
Car.				
Rb	3,4 mm	15 mm (20 mm)	10 - 20 mm	11-15 mm (19 mm)
Sa	1,4 mm	1,1 - 1,2 mm	0,65 mm	2 mm
Sr	# 1,4 mm	-	? 1,0 - 1,3 mm	# 2 mm
v	1,4 mm	3 - 3,5 mm	Jusqu'à 10 mm	1 - 2 mm
Sm.	A partir de la partie proximale.	A partir de la partie proximale.	A partir de th ¹ - th ¹	A partir de la 3 ^{ème} paire de thèques.
m1	0,8 mm	-	0,5 - 0,7 mm	0,5 mm
m1	0,85 mm	0,8 - 1 mm	-	0,6 - 0,75
m4	1,0 mm	0,9 - 1,2 mm	-	0,7 - 0,9 mm
M1	1,0 mm	0,9 - 1,2 mm	0,8 - 1,0 mm	0,9 - 1,1
l1	1,05 mm	0,9 - 1,1 mm	-	0,9 - 0,95
l2	1,1 mm	-	-	-
L	1,4 mm	-	-	-
Pt	1/3	-	-	-
Gen.	Nette, très légèr. arrondie	Nette, ou légèr. arrondie (relief)	Nette, parfois légèr. arrondie	-
msq	0,4 mm	-	Droite, légèr. arrondie	0,4 - 0,7 mm
o	0,2 mm	1/4 de la largeur	0,25 mm	0,2 - 0,25 mm
h	0,2 mm	-	0,25 mm	0,15 - 0,20 mm
Th ¹	11 - 12	10,5 - 11,5	11	13 - 15
V	0,6 mm >	longue	4 mm	longue (6,5 mm)

Tabl. II. — Comparaison des caractères du spécimen 34952 d₁ et des caractères de *N. angustus*, *N. miserabilis*, et *N. mirmyensis* respectivement d'après Storch (1989), Williams (1983, 1987) Obut et Sobolevskaya (1967) et Koren *et al.* (1983).

Signification des abréviations : voir Tabl. I. Tax.: taxons; Car.: caractères; Sr: longueur réelle de la sicula; Gen.: forme de la géniculation;

Table. II. — Comparison between the specimen 34952 d₁ and *N. angustus*, *N. miserabilis*, and *N. mirmyensis* respectively according to Storch (1989), Williams (1983, 1987) Obut and Sobolevskaya (1967) and Koren *et al.* (1983).

Meaning of the symbols : see Tabl. I. Tax.: taxons; Car.: parameters; Sr: true length of sicula; Gen.: shape of geniculation.

niveau de th⁴¹ -th⁴². La sicula a une longueur apparente de 1,4 mm, sa largeur à l'ouverture étant de 0,3 mm. La virgella est fine et d'environ 1,4 mm de long. On n'observe une trace de septum médian certaine qu'à l'extrémité distale mais il est probable qu'il débute au niveau de th¹¹-th¹²; la virgula est apparemment réduite. Le développement est de type kéroblastique. Th¹¹ a une longueur apparente de 1,05 mm et dépasse de 0,2 mm l'ouverture de la sicula, th¹² atteint 1,1 mm. Les thèques suivantes de 1,4 mm de long et se recouvrant sur 1/3 de leur longueur, sont franchement climacograptides bien que la géniculation soit encore un peu arrondie au niveau des deuxième et troisième paires de thèques. Les ouvertures des thèques sont très légèrement obliques vers l'extérieur et les excavations aperturales réduites : 0,2 mm en hauteur comme en profondeur. Les murailles supragéniculaires ont 0,4 mm. On compte 4 thèques pour 3,4 mm (soit 11-12 pour 10 mm).

Justification de la détermination

Le spécimen par sa faible largeur paraît appartenir au groupe de *N. (Normalograptus) angustus* (PERNER). Cependant comme il s'agit d'un spécimen de petite taille, la mesure de la largeur maximale peut ne pas être très significative et on ne peut totalement écarter la possibilité qu'il s'agisse d'une partie proximale d'un *Normalograptus* plus proche du groupe de *N. normalis*. La longueur relativement faible de la sicula incite à rapprocher ce spécimen de *N. (Normalograptus) miserabilis* (ELLES et WOOD) plutôt que de *N. (Normalograptus) mirmyensis* (OBUT et SOBOLEVSKAYA), comme nous l'avions fait précédemment (Legrand, 1999). Cependant ses caractères ne correspondent vraiment à ceux d'aucune de ces espèces comme le montre le tableau ci-dessous (Tabl. II), d'où la désignation retenue.

Répartition stratigraphique

Du fait de la synonymie possible avec *N. angustus* (PERNER) qui aurait l'antériorité, mais cela ne fait pas l'objet d'un consensus général (voir Pribyl, 1951; Williams, 1983; Riva, 1988; Legrand, 1999), on ne peut établir la répartition géographique de l'espèce hors de sa région d'origine.

Dans les Iles Britanniques, *N. miserabilis* apparaît dans la zone à *Dicranograptus clingani* (Williams, 1982 a). Elle est encore rare dans la zone à *Pleurograptus linearis* (Toghill, 1970, Williams, 1982 a) et ne devient fréquente que dans les zones à *Dicellograptus complanatus* et *Dicellograptus anceps* (Elles et Wood, 1906, 1914; Williams, 1982 b). Elle persiste dans les zones à "*N. extraordinarius*", "*Gl. persculptus*" et *Pk. acuminatus* (Williams, 1983) pour disparaître dans la zone à *Cystograptus vesiculosus* (Elles et Wood, 1906, 1914).

Au Tassili Oua-n-Ahaggar, ce spécimen est associé à *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp. et "*Gl. (Glyptograptus) chudeaui*" nov. sp. dans la section In Azaoua Nord, 1960 de la formation des argiles de Tedjert. Cette association pourrait être un équivalent de l'association σ1α2 et peut-être de la zone à *Nd. incommodus* et "*Gl. saharensis*" caractérisant le sous-étage régional gla2 soit vraisemblablement la base du Llandoverien inférieur.

Normalograptus (Normalograptus) sp. 1

(d et e, fig. 3)

Echantillons : Deux spécimens comprimés dans l'argile, dans la coupe In Azaoua Nord (34962 b₁₋₂). Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.

Description

Ce sont des spécimens atteignant près de 20 mm, dont la largeur est déjà de 1,2 à 1,3 mm au niveau de l'ouverture de th¹¹ et de 1,3 à 1,4 mm au niveau de th¹¹-th¹². Cette largeur s'élève à 1,6 mm au niveau de th⁴¹-th⁴² et atteint bientôt sa valeur maximale qui est de 1,8 à 2 mm. La longueur apparente de la sicula peut atteindre 2,2 mm, longueur sans doute assez proche de sa longueur réelle qui n'a pas pu être mesurée directement. La virgella est courte et forte, de même apparemment que la virgula. La trace vraisemblable du septum médian apparaît complète. Th¹¹ et th¹² ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique; la métathèque de th¹¹ a une longueur apparente de 1,4 mm et celle de th¹² de 1,2 à 1,4 mm. Les autres thèques sont franchement climacograptides avec une longueur de 2 mm pour une largeur de 0,4 mm et un recouvrement voisin de 1/2. La muraille supragéniculaire est de 0,6-0,7 mm et la cavité aperturale a 0,2 mm de haut et 0,2 à 0,4 mm de profondeur. On compte 11 thèques sur les dix premiers millimètres.

Rapports et différences

Ces spécimens sont remarquables par leur relative grande largeur dans la partie proximale, ce qui leur confère un aspect robuste, malgré la longueur élevée de th¹¹-th¹². De *N. (Normalograptus ?) extraordinarius* (SOBOLEVSKAYA), ils diffèrent par leur largeur un peu plus élevée au niveau de th¹¹, par leur largeur plus faible ensuite et l'absence de rétrécissement distal. Les thèques en outre sont plus

franchement climacograptides et leur nombre sur 10 mm un peu plus faible (11 au lieu de 12). De *N. (Normalograptus) medius* (TÖRNSQUIST) ils diffèrent de même par leur largeur proximale plus forte et leur largeur plus faible au-delà, ainsi que par leur nombre de thèques pour 10 mm plus faible (11 au lieu de 13).

Répartition stratigraphique

N. (Normalograptus) sp. 1 n'est connu pour le moment que dans la coupe In Azaoua Nord.

Normalograptus (Normalograptus) inazaouae nov. sp.

(Pl. XII, fig. 1-8 ; a à k, fig. 4 ; a à e, fig. 5)

Holotype : spécimen 2258 a₁₆ (fig. 4 d, Pl. XII, fig. 3).

Population type : spécimens 2258 a₁₋₆, a₈₋₁₉, a₂₁₋₂₃, a₂₅₋₂₇, d₁₋₂₂.

Locus typicus : affleurement isolé de la région d'In Azaoua, Tassili Oua-n-Ahaggar, Sahara algérien.

Stratum typicum : non défini.

Derivatio nominis : latinisation du nom de la localité type In Azaoua.

Echantillons : Dans la région d'In Azaoua Ouest, de nombreux spécimens comprimés dans l'argile dans un affleurement isolé (2258 a₁₋₆, a₈₋₁₉, a₂₁₋₂₃, ?a₂₄, a₂₅₋₂₇, ?b₁, d₁₋₂₂, ?f₁), ainsi que des spécimens douteux dans un autre affleurement (2243 ?a₁₋₃, ?c₁, 2246 ?a₁); également, de nombreux spécimens comprimés dans l'argile ou plus ou moins en relief dans des grès fins ou des siltstones provenant d'un affleurement isolé (2153 ?a₁₋₂, a₃₋₇, ?a₈, a₉, ?a₁₀, c₁₋₂) ou d'une ancienne coupe (34903 a₁, ?a₂₋₃, ?a₅₋₆, a₇, 34909 a₁₋₁₃, a₁₆₋₁₉, a₂₁₋₂₂, b₁, 34913 ?a₁₋₄, b₁, b₃, b₅₋₆, c₁, ?c₂, c₃₋₇, e₁, f₁, g₁, 34920 ?b₁₋₂, 34925 ?b₁₋₂). Dans la coupe In Azaoua Nord, quelques spécimens comprimés dans l'argile (34952 g₁, ?g₂₋₃, g₄, 34954 ?d₁, 34956 c₁) ainsi que dans la coupe dite d'Efei Mazerta (236 j₁, 237 c₁₋₉, f₁, j₁). Base et partie inférieure de la formation des argiles de Tedjert.

Remarque : Les spécimens désignés précédemment comme *N. (Normalograptus) normalis* aff. *ajjeri* Forme H, et J (Legrand 1999) sont intégrés pour la plupart dans l'espèce *N. (Normalograptus) inazaouae*, dont ils présentent les caractères essentiels en particulier au niveau de la partie proximale.

Homogénéité de la population type : La population type comprend trois ensembles de rhabdosomes définis selon leur largeur maximale et désignés comme Morphe α (de 1,8 à < 2 mm), Morphe β (de 1,6 à < 1,8 mm) et Morphe γ (de 1,3 à < 1,6 mm). En outre, dans chaque ensemble, on peut distinguer des rhabdosomes présentant un aspect relativement effilé dans la partie proximale, et ceux ayant une partie proximale arrondie. Tous les paramètres mesurables, autres que la largeur maximale, présentant une distribution unimodale, la distinction de taxons différents ne paraît pas justifiée.

Définition

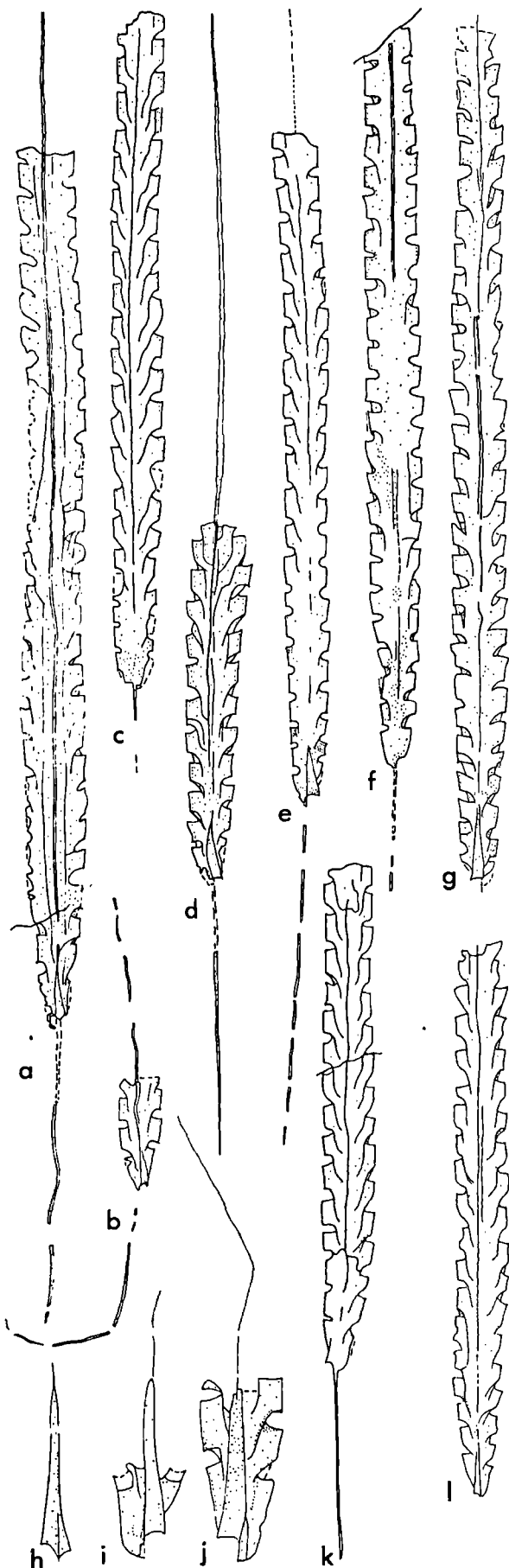
Rhabdosome de taille moyenne pouvant dépasser 26 mm de longueur ; largeur le plus souvent comprise entre 1,0 et 1,1 mm au niveau de th¹₁-th²₁ puis croissant progressivement pour atteindre une valeur maximale le plus souvent comprise entre 1,6 et 1,9 mm ; fréquent rétrécissement distal. Virgella et virgula le plus souvent longues et robustes. Sicula de longueur réelle variant de 2 à 2,4 mm. Septum complet. Th¹₁ et th²₁ d'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique ; métathèque de th¹₁ d'une longueur apparente moyenne de 1,1 mm (1,0 à 1,2 mm) et métathèque de th²₁ d'une longueur

apparente de 1 à 1,2 mm. Thèques suivantes climacograptides, puis à légère tendance glyptograptide de 1,8 mm de long pour 0,4 mm de large avec un recouvrement de moitié. Muraille supragéniculaire de 0,6 à 0,7 mm de haut, cavité aperturale de 0,2 à 0,4 mm de profondeur et 0,3 mm de hauteur. On compte 10 à 11 thèques, quelquefois 12 sur les dix premiers millimètres.

Description

Spécimens comprimés - Ce sont des rhabdosomes le plus souvent de 10 à 20 mm de long mais pouvant dépasser 26 mm. La largeur au niveau de l'ouverture de la première thèque est très généralement de 1,0 mm (limite de la distribution : 0,8-0,9 à 1,1 mm). Au niveau de th¹₁-th²₁, la largeur est de 1,0 à 1,1 (exceptionnellement 0,85-0,9 et 1,2 mm, voire 1,3). Elle croît ensuite, mais de façon variable, pour être de 1,4 à 1,5 mm au niveau de th⁴₁-th⁴₂ (limite de la distribution 1,2 et 1,6 mm) et atteindre presque immédiatement sa valeur maximale qui varie de 1,45 à 2 mm, mais est le plus souvent de 1,6 ou 1,8 mm. On observe souvent un rétrécissement médian à distal. La virgella (plus de 10 mm) et la virgula (jusqu'à 17 mm) sont robustes. Cependant chez les spécimens immatures la virgella et la nema restent frêles. La sicula est remarquable par sa longueur réelle, comprise entre 2 et 2,4 mm (peut-être 2,6 mm). Sa longueur apparente est le plus souvent de 1,6 à 1,8 mm mais sur quelques spécimens, elle atteint 2 à 2,4 mm et longueur apparente et longueur réelle se confondent. L'ouverture de la sicula est relativement large, atteignant le plus souvent entre 0,3 et 0,4 mm. Th¹₁ et th²₁ ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique. La métathèque de th¹₁ a le plus souvent 1,1 à 1,2 mm de long, voire 1,3 mm, et dépasse l'ouverture de la sicula de 0,2 mm. Th²₁ "croise" la sicula à 0,3 mm de cette ouverture et la longueur apparente de la métathèque varie de 1 à 1,2 mm. Le septum est complet et bien visible. Les thèques suivantes sont climacograptides et ont une longueur moyenne de 1,6 à 1,8 mm pour une largeur de 0,35 à 0,4 mm avec un recouvrement environ de moitié. La muraille supragéniculaire a généralement 0,6 mm, parfois 0,7 mm. La cavité aperturale a une profondeur de 0,2 à 0,4 mm selon la compression et une hauteur de 0,3 mm. La géniculation présente un petit bourrelet qui se traduit à la compression par l'apparence d'une minuscule épine de développement très variable. On compte 10 à 11 thèques, quelquefois 12 sur les dix premiers millimètres et le plus souvent 11 sur les 10 mm suivants (limite de la distribution 9 1/2 à 11).

Spécimens en relief et en semi-relief - Les spécimens en relief sont en général conservés dans des grès et assez fragmentaires. Leur section est ellipsoïdale à presque circulaire, le plus petit axe atteignant 0,4 à 0,5 mm. Les spécimens en semi-relief sont trouvés dans des siltstones et sont de longueur comparable à celle des spécimens comprimés. Leur section est quadrangulaire, le petit côté ayant 0,2 à 0,3 mm. L'aspect du rhabdosome reste effilé sauf sur les spécimens les plus minces. Les rétrécissements à partir de la partie médiane ou dans la partie distale sont souvent nets. Par rapport aux spécimens comprimés, il n'y a pas de différence franche dans les mesures de la partie proximale mais par contre au niveau de ml⁴ et de MI, il faut procéder à une correction d'épaisseur pour retrouver des valeurs comparables. La virgella est souvent brisée mais apparaît robuste, la virgula est rarement conservée. Seule une petite partie de la sicula est le plus souvent visible et donc sa longueur apparente faible.



Cependant, dans des cas particuliers elle apparaît sur une longueur voisine de sa longueur réelle, d'environ 2,2 mm, ce que confirme l'excavation à l'aiguille de rares spécimens immatures. Enfin la cavité aperturale des thèques apparaît souvent plus étroite que sur les spécimens comprimés.

Les valeurs numériques des paramètres mesurables pour la plupart des spécimens sahariens sont données dans les tableaux ci-joints (Tabl. III-IV), ainsi que les histogrammes de distribution dans le cas de la population type (fig. 6)

Rapports et différences

Cette espèce se caractérise par sa forme effilée dans la région proximale, au moins pour les spécimens les plus caractéristiques (Morphe α), et la longueur réelle importante de la sicula. Les développements de la virgella et de la virgula, même s'ils sont plus spectaculaires risquent d'être de moindre valeur bien qu'ici tous les spécimens de la population type présentent ces caractères. Certains spécimens de *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (Morphe γ) récoltés à l'Oued In Djerane (Tassili N'Ajjer oriental) dans le membre inférieur de la formation du même nom (Legrand, 1986 a, fig. 2) présentent des développements semblables au moins pour ce qui est de la virgella (la virgula, en général, n'est pas conservée) mais de façon, en moyenne, moins importante. Les autres différences, telle l'aspect un peu plus tubulaire etc... sont faibles, en particulier si l'on considère la Morphe β , et la possibilité d'une synonymie doit être envisagée. Malheureusement le matériel original, très médiocre, ne permet pas d'observations quant à la sicula et empêche de conclure. Les ressemblances avec certains spécimens considérés comme des formes affines de *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* sont moins évidentes.

En fait, c'est évidemment avec *N. (Normalograptus) pseudovenustus* (LEGRAND) que cette espèce a le plus d'affinités, en particulier par le développement de la sicula qui

Fig. 4. — *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.

Gr. = X5 (a à g, k et l), Gr. = X10 (h à j).

a : spécimen 2258 a₈ ; b : spécimen 2258 a₉ ; c : spécimen 2258 a₁₅ ;
d : spécimen 2258 a₁₆ (Holotype) ; e : spécimen 2258 a₂₁ ; f :
spécimen 2258 a₂₃ ; g : spécimen 2258 a₂₆ ; h : spécimen 2258 d₅ ; i
: spécimen 2258 d₁₀ ; j : spécimen 2258 d₁. Affleurement isolé de la
région d'In Azaoua. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.
Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional
probable n4c2, Ashgillien terminal ; k : spécimen 34952 g₁ ; l :
spécimen 34956 c₁. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de
Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie,
sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable.

Fig. 4. — *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.

Gr. = X5 (a to g, k and l), Gr. = X10 (h to j).

a : specimen 2258 a₈; b : specimen 2258 a₉; c : specimen 2258 a₁₅;
d : specimen 2258 a₁₆ (Holotype); e : specimen 2258 a₂₁; f :
specimen 2258 a₂₃; g : specimen 2258 a₂₆; h : specimen 2258 d₅; i :
specimen 2258 d₁₀; j : specimen 2258 d₁. Isolated outcrop of the In
Azaoua area. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined
assemblage, unspecified zone, probably regional substage n4c2, Late
Ashgillian; k : specimen 34952 g₁; l : specimen 34956 c₁. North In
Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined
assemblage, unspecified zone, probable regional substage g1a2,
probably Lower Llandoveryan.

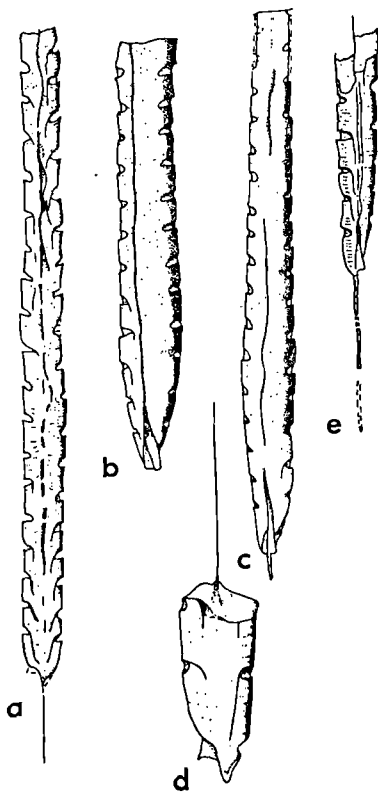


Fig. 5. — *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.
Gr. = X5 (a à c, e); Gr. = X10 (d)

a : spécimen (en semi-relief) 34909 a₂ ; b : spécimen (en relief) 34913 b₁ (et non b₃) ; c spécimen (en relief) 34913 b₅ ; d : spécimen (en relief) 34913 g₁. Coupe In Azaoua Ouest ; e : spécimen (en relief) 2153 a₃. Affleurement isolé de la région d'In Azaoua. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.

Fig. 5. — *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.
Gr. = X5 (a to c, e); Gr. = X10 (d)

a : specimen (half relief) 34909 a₂ . b : specimen (full relief) 34913 b₁ (et non b₃) . c specimen (full relief) 34913 b₅ . d : specimen (full relief) 34913 g₁. West In Azaoua section. e : specimen (full relief) 2153 a₃. Isolated outcrop of the In Azaoua area. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage n4c2, Late Ashgillian.

y atteint 2 mm. Cependant, il y a de multiples petites différences telle que la largeur proximale plus faible, d'où un aspect plus pointu, et l'absence de rétrécissement distal. Enfin, l'évolution plus nette des thèques vers le type glyptograptide chez *N. (Normalograptus) pseudovenustus* que traduit l'allure générale du rhabdosome fonde la distinction taxinomique.

La comparaison avec *N. (Normalograptus) targuii* nov sp. est exposée ci-dessous après la description de cette espèce.

Répartition stratigraphique

La population type est récoltée dans un affleurement isolé presque au contact des Grès des Tassilis internes. Les affinités évoquées ci-dessus avec certains spécimens du membre inférieur de la formation de l'Oued In Djerane invitent à voir dans cette espèce une composante de l'association vIXγ2 sans pouvoir toutefois préciser la zone ni donc la partie du sous-étage n4c2 où elle est récoltée. Néanmoins, les spécimens les

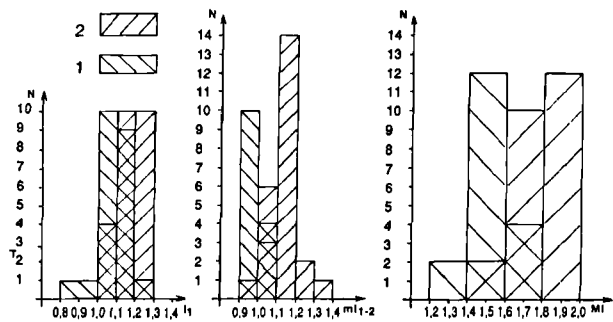


Fig. 6. — Histogrammes des mesures de trois caractères : largeur maximale, largeur au niveau de th¹¹-th¹², longueur de la métathèque de th¹¹ pour les populations types de *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp. et *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp.

Fig. 6. — Histogram of the measures of three parameters : maximum width, width at the level of th¹¹-th¹², th¹¹ metathecal length within the typical populations of *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp. and *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp.

plus jeunes sont associés à "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *chudeaui* nov. sp. et à *Neodiplograptus* sp. qui suggèrent un rapprochement avec l'association σ1α2 et donc le sous-étage gla2. Un âge Ashgillien terminal et/ou base du Llandovery peut donc être retenu.

Normalograptus (Normalograptus) aff. inazaouae nov. sp.

(Pl. XII, fig. 9 ; a, b ? et c, fig. 8)

Echantillons : Quelques spécimens plus ou moins comprimés dans l'argile dans la coupe In Azaoua Nord (34954 f₁₋₂, 34956 a₁₋₄, ? a₅₋₆ et deux spécimens dont l'un seulement probable dans la coupe Efei Mazerta (236 ?k₁, 237 e₁). Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.

Remarque : Les spécimens 34954 f₁, 34956 a₁₋₅ avaient été précédemment décrits comme *Neodiplograptus* (?) sp. 1 (Legrand, 1999).

Description

Ce sont des rhabdosomes avoisinant souvent 20 mm. La largeur au niveau de l'ouverture de th¹¹ est de 0,75 à 0,95 mm. Au niveau de th¹¹-th¹², elle est 0,9 à 1,2 mm Elle croît ensuite rapidement pour être de 1,4 à 1,6 mm au niveau de th⁴¹-th⁴² et atteindre une valeur maximale de 1,7 à 1,9 mm. Un faible rétrécissement distal de 0,2 mm s'observe parfois. La virgella peut atteindre 6 mm et la virgula 5 mm. La longueur réelle de la sicula serait de 2,2 mm et sa largeur à l'ouverture serait de 0,3 à 0,35 mm. Th¹¹ et th¹² ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique. La métathèque de th¹¹ a de 1,1 à 1,4 mm de long comme celle de th¹². Les traces de septum médian sont peu marquées. Les thèques suivantes sont climacograptides dans la partie proximale, mais au-delà la muraille supragéniculaire de 0,6 à 0,7 mm de haut tend à devenir oblique, tandis que la géniculation s'arrondit et que la cavité aperturale tend à devenir plus large. On compte de 10 à 13 thèques pour 10 mm.

Rapports et différences

Ces spécimens se différencient de ceux de l'espèce au sens strict, par leur forme effilée dans la partie tout à fait proximale, mais surtout par la tendance glyptograptide des thèques dans la partie moyenne à distale. Il n'est pas certain que cet ensemble de spécimens soit homogène.

Répartition stratigraphique

D'après les attributions d'âge proposées pour l'espèce type, ces spécimens semblent appartenir soit à la partie supérieure du sous-étage n4c2, soit à la partie inférieure du sous-étage g1a2, c'est à dire au sommet de l'Ashgillien et à la base du Llandovérien.

Normalograptus (Normalograptus) targuii nov. sp.

(Pl. XII, fig. 11-12; a à g, fig. 7)

Holotype : spécimen 236 a₂ (fig. 7 a et Pl. XII, fig. 11).

Population type : spécimens 236 a₁-19, b₁-4, i₁, i₃-6, i₉, ?i₁₀, i₁₁-13, i₁₅, i₁₉-21.

Locus typicus : affleurement isolé de la région d'In Azaoua, Tassili-Oua-n-Ahaggar, Sahara algérien.

Derivatio nominis : latinisation de "targui", habitant de l'Ahaggar et des régions environnantes.

Echantillons : Dans la région d'Efei Mazerta, de nombreux spécimens comprimés dans l'argile en provenance d'un affleurement isolé (236 a₁-19, b₁-3, i₁, i₃-6, i₉, ? i₁₀, i₁₁-13, i₁₅, i₁₉-21); un spécimen comprimé dans l'argile (34909 c₁) dans une ancienne coupe de la région d'In Azaoua Ouest.

Remarque : Cette nouvelle espèce intègre entre autres, les spécimens décrits précédemment (Légrand, 1999) sous le nom de *N. (Normalograptus) normalis* aff. *ajjeri* Forme I.

Homogénéité de la population type : La population type comprend, autour de spécimens moyens dont l'holotype, des spécimens un peu plus étroits que leur plus faible largeur rapproche de *N. (Normalograptus) sp. 1*, et d'autres un peu plus robustes que leur largeur rapproche de *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.

Définition

Rhabdosome n'excédant pas en général 15 mm de longueur; largeur de 0,8 à 0,9 mm au niveau de l'ouverture de th¹₁, et de 0,9 à 1 mm au niveau de th¹₁-th¹₂, puis croissant rapidement pour atteindre une valeur maximale comprise entre 1,3 et 1,6 mm. Virgella et virgula plus ou moins robustes mais souvent fort longues. Sicula de longueur réelle comprise entre 1,9 et 2,0 mm. Septum apparemment complet. Th¹₁ et th¹₂ d'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique; la métathèque de th¹₁ a le plus souvent une longueur apparente de 0,9 à 1,2 mm et celle de th¹₂ de 1,0 à 1,3 mm. Thèques suivantes nettement climacograptides de 1,6 à 1,8 mm de long et 0,3 à 0,4 mm de large avec un recouvrement de moitié. Muraille supragéniculaire de 0,5 à 0,7 mm de haut. Cavité aperturale en général de 0,3 à 0,4 mm tant en hauteur qu'en profondeur. On compte 10 (parfois 11) à 12 thèques sur les dix premiers millimètres.

Description

Ce sont des rhabdosomes de taille modeste ne dépassant que rarement 15 mm. La largeur au niveau de l'ouverture de la

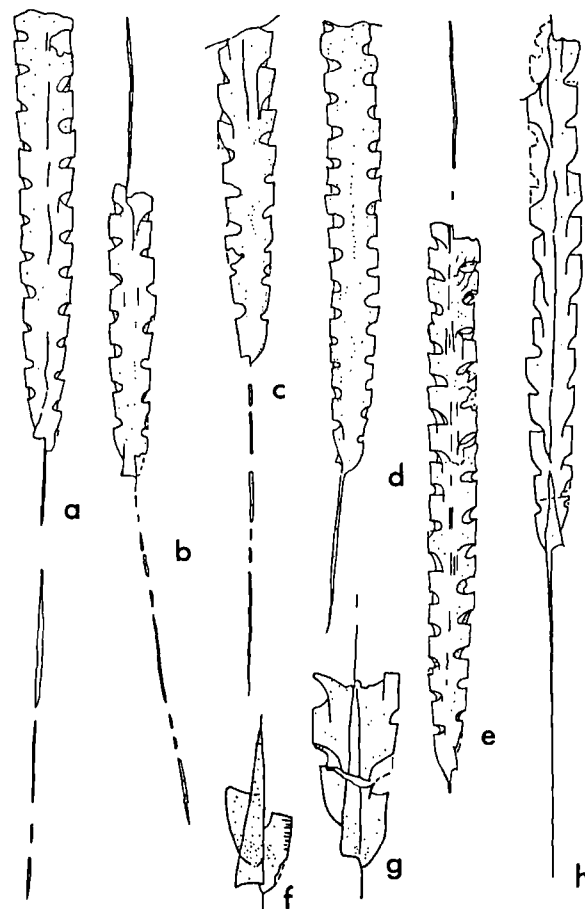


Fig. 7. — *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp.

Gr. = X5 (a à e, h), Gr. = X10 (f et g).

a : spécimen 236 a₂ (Holotype); b : spécimen 236 a₃; c : spécimen 236 a₄; d : spécimen 236 a₇; e : 236 a₁₈; f : spécimen 236 i₃; g : spécimen 236 i₆.

? *N. (Normalograptus) aff. targuii* nov. sp.

h : spécimen (faiblement comprimé) 236 e₁. Affleurement isolé de la région d'Efei Mazerta. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.

Fig. 7. — *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp.

Gr. = X5 (a to e, h), Gr. = X10 (f and g).

a : specimen 236 a₂ (Holotype); b : specimen 236 a₃. c : specimen 236 a₄. d : specimen 236 a₇. e : 236 a₁₈. f : specimen 236 i₃. g : specimen 236 i₆.

? *N. (Normalograptus) aff. targuii* nov. sp.

h : specimen (weakly flattened) 236 e₁. Isolated outcrop of the Efei Mazerta area. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage n4c2, Late Ashgillian.

première paire de thèques est comprise entre 0,8 et 0,9 mm. Au niveau de th¹₁-th¹₂, elle est de 0,9 à 1,0 mm, puis croît ensuite, mais de façon variable, pour être de 1,2 (exceptionnellement 1,1 ou 1,5 mm) à 1,4 mm au niveau de th⁴₁-th⁴₂, et atteindre en fait rapidement, sa valeur maximale, qui varie de 1,3 à 1,6 mm. Un faible rétrécissement distal ne s'observe que très rarement. La virgella (plus de 11 mm) et la virgula (jusqu'à 8 mm) sont en général robustes. Cependant chez les spécimens immatures, virgella et nema souvent bien développées restent frêles; il en est de même, quelquefois, chez les spécimens à l'extrémité proximale plus

Echant	N sp	Rb	Th1	Th2	Sa	s	l1	l2	m1	m1'	m4	Ml	Md	L	l	L1	Ft	msg	o	h	v	V	Observations	
236	a1	12,5>	11	-	-	-	1,0	1,2	0,9	1,0	1,25	1,35	-	1,8	0,2-0,4	6	1/2	0,7	0,3	0,2	9	-	C. n/ob., ? tsm	
	a2	11,5>	11	-	1,4	-	1,2	1,15	0,9	1,0	1,2	1,55	-	-	-	-	-	0,7	0,4	0,3	11,5	-	C. n., ? sm.	
	a3	7,5	5 1/2x2=11	-	1,6	0,3	1,2	1,3	0,9	1,0	1,2	1,3	-	-	-	-	-	0,6	0,4	0,3	10,8	4,5	C. n., tsm	
	a4	9>	9+1	-	1,6	0,3	1,1	1,2	0,9	0,95	1,2	1,6	-	-	-	-	-	0,6	0,4	0,4	9	-	C. n., smv.	
	a5	13,5>	11 1/2	-	1,6	0,3	1,0	1,0	0,8	0,9	1,3	1,6	-	-	-	-	-	0,5	0,3	0,4	3	-	C. n., ? sm.	
	a6	9,5>	10 1/2	-	-	-	1,2	1,2>	0,9	-	1,4	1,5	-	-	-	-	-	0,6	0,4	0,4	5	-	C. n/ob., smv.	
	a7	12>	10+1	-	-	-	-	-	-	0,9	1,2	1,4	-	-	-	-	-	0,5-0,6	0,4	0,3	6	-	C. n., ? tsm	
	a9	9>	11+1	-	1,4-1,9	0,35	1,0	1,15	-	0,9	1,2	1,4	-	1,8	0,3	6	1/2	0,5-0,6	0,3	0,3	8	-	C. n., ? tsm	
	a11	16	11 1/2	-	1,4-1,6	-	-	-	0,9	1,0	1,15	1,55	-	-	-	-	-	0,6	0,2	0,3	-	6>	C. n., tsm	
	a12	14,5	12	-	-	-	-	-	-	-	1,3	1,6	1,5	1,6	0,4	4	1/2	0,6	0,4	0,35	20,5	3,5>	C. n., tsm	
	a13	8,5	6x2=12	-	1,8	0,35	1,15	1,2	0,85	0,9	1,1	1,4	-	-	-	-	-	0,6	0,3	0,3	6	4,4	C. n., ? sm.	
	a17	>9,5	10 1/2+1/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	1,4	-	-	-	0,7	0,4	0,3	-	5	-	C. n., tsm.
	a18	14	11	-	-	0,3	1,1	1,2	0,85	1,0	1,3	1,4	-	-	-	-	-	0,6	0,2-0,3	0,4	1,1>	8	-	C. fob., tsm.
	a19	12,5>	10	-	-	0,3	-	1,2	-	-	1,3	1,4	-	-	-	-	-	0,6-0,8	0,3	0,4	10	-	C. fob., ? tsm	
	b1	9,25>	11	-	1,6	0,3	-	1,0	-	-	1,4	1,55	-	-	-	-	-	0,6	0,5	0,4	1,6>	-	-	C. n/ob., tsm.
	b2	8,5	5 1/2x2=11	-	1,4	0,3	0,9	1,1	0,8	0,9	1,4	1,6	-	1,6	0,35	4,5	1/2	0,6	0,4	0,4	-	-	-	C. n., ? sm.
	b3	8,5	6x2+12	-	1,6	0,3	-	-	-	0,9	1,25	1,55	-	-	-	-	-	0,6	0,3	0,3	-	4,6	-	C. n/ob., tsm.

Tabl. V. — Données numériques relatives aux spécimens de *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp. de la région d'In Azaoua. Spécimens comprimés : 236, Efeï Mazerta, 1967. Signification des abréviations : voir Tabl. I.

Table. V. — Measurements of the specific parameters on the specimens of *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp. from the In Azaoua country. Flattened specimens : 236, Efeï Mazerta, 1967. Meaning of the symbols : see Tabl. I.

arrondie. La longueur réelle de la sicula est difficile à connaître, du fait que la présence de quelques spécimens de *N. (Normalograptus) inazaouae* impose de savoir distinguer les spécimens immatures des deux espèces. Ceci peut être fait partiellement en ne considérant que les spécimens immatures dont la largeur au niveau de th1¹-th1² est inférieure ou égale à 1 mm ce qui est très fréquent chez *N. (Normalograptus) targuii* et n'est connu que dans de rares cas chez *N. (Normalograptus) inazaouae* (fig. 6). On arrive ainsi à la conclusion que selon toute vraisemblance cette longueur réelle est le plus souvent de 1,9 à 2,0 mm. La longueur apparente varie, elle, de 1,4 mm et 1,8 mm. L'ouverture de la sicula varie de 0,3 à 0,35 mm. Th1¹ et th1² ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique. La métathèque de th1¹ a 0,9 à 1,2 mm de long et "dépass" en général l'ouverture de la sicula de 0,2 mm. Th1² "croise" la sicula en moyenne à 0,3 ou 0,4 mm de cette ouverture et la longueur de la métathèque varie de 1,0 à 1,3 mm. Le septum apparaît complet. Les thèques suivantes sont climacograptides; elles ont de 1,6 à 1,8 mm de long pour une largeur de 0,3 à 0,4 mm, avec un recouvrement de moitié. La muraille supragéniculaire a généralement 0,6 mm de long (limite de la distribution, 0,5 et 0,7 mm de long). La cavité aperturale a une profondeur en général de 0,3 à 0,4 mm (limite de la distribution, 0,2 et 0,5 mm) et une hauteur de 0,3 (parfois 0,2) à 0,4 mm. On compte 11 (parfois 10) à 12 thèques sur les dix premiers millimètres.

Rapports et différences

Ces spécimens sont voisins de *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp., par le développement de la sicula. Ils en diffèrent cependant, comme le montre la comparaison des histogrammes des populations types (fig. 6), sur les points suivants :

- leur taille est en moyenne plus modeste;
- la largeur au niveau de l'ouverture de la première thèque est plus faible (de 0,8 à 0,9 mm au lieu de 0,95 à 1,1 mm);
- la largeur maximale est moins élevée (de 1,3 mm à 1,6 mm au lieu de 1,6 à 1,9 mm);

- la longueur réelle de la sicula est le plus souvent inférieure ou égale à 2 mm, alors qu'elle est le plus souvent comprise entre 2,0 et 2,4 mm chez *N. (Normalograptus) inazaouae*;

- la réduction distale est exceptionnelle alors qu'elle est très fréquente chez *N. (Normalograptus) inazaouae*.

Répartition stratigraphique

La population type est récoltée dans une coupe incomplète, à environ 50 m du toit des Grès des Tassilis internes. Elle est associée à de rares spécimens de *N. (Normalograptus) inazaouae* mais n'est pas retrouvé plus haut. Il est donc logique de considérer que *N. (Normalograptus) targuii* constitue un élément d'une association équivalente de l'association vIXγ2 sans pouvoir préciser la zone, bien qu'il ne s'agisse pas vraisemblablement de la base du sous-étage n4c2. Un âge Ashgillien terminal est par conséquent probable.

Genre "GLYPTOGRAPTUS" LAPWORTH, 1873 (pars)

(= *Normalograptus* à thèques glyptograptides, Groupe B, sensu Melchin et Mitchell, 1991)

Espèce-type : non définie (voir ci-dessous)

Derivatio nominis : non explicité; étymologiquement, le nom tire son origine du grec glyptos : lissé (Frech, 1897). On peut penser que ce préfixe était destiné à rappeler l'aspect peu marqué de la géniculation des thèques de ce taxon

p* 1873 *Glyptograptus* (Lapw.) : Lapworth, Table I.
 p 1877 *Glyptograptus* (Lapw.) : Lapworth, p. 132.
 p 1897 *Glyptograptus* Lapw. : Frech, p. 625, 632.
 p 1907 *Glyptograptus* Lapworth : Elles et Wood, p. 218-219, 247.
 p 1938 *Glyptograptus* LAPWORTH : Bulman, p. D76.
 p 1953 *Glyptograptus* LAPWORTH : Waterlot, p. 992.
 p 1955 *Glyptograptus* LAPWORTH : Bulman, p. V86-87.
 p 1964 *Glyptograptus* Lapworth : Obut, p. 322.
 p 1968 *Glyptograptus* Lapworth : Bulman et Rickards, p. 12-13.
 p 1970 *Glyptograptus* LAPWORTH : Bulman, p. V126
 p 1970 *Glyptograptus* LAPWORTH : Rickards, p. 37.
 p 1971 *Glyptograptus* LAPWORTH : Schauer, p. 37.

- p 1973 *Glyptograptus* Lapworth : Boucek, p. 126.
 p 1974 *Glyptograptus* Lapworth : Hutt, p. 23-24.
 p 1975 *Glyptograptus* Lapworth : Bjerreskov, p. 30.
 p 1977 *Glyptograptus* : Rickards et al., p. 20-21, fig-texte 8.
 p 1987 *Glyptograptus* Lapworth emend : Mitchell, p. 395.
 et non
 1991 *Glyptograptus* Lapworth emend : Melchin et Mitchell, p. 156.
 1992 *Glyptograptus* Lapworth (emend Melchin et Mitchell) : Loydell, p. 26-27.
 1996 *Glyptograptus* Lapworth emend : Koren et Rickards, p. 19.
 1998 *Glyptograptus* Lapworth : Melchin, p. 298-299.

Définition

Nous plaçons dans le genre "*Glyptograptus*", les espèces répondant à la définition suivante : Rhabdosome bisérié, de section circulaire à ovale, à sicula simple, à développement de type kéroblastique de mode n°11 ("pattern" H de Mitchell), à septum médian complet ou incomplet; thèques plus ou moins glyptograptides sur tout ou majeure partie du rhabdosome ou pseudoglyptograptides.

Remarque - L'historique du genre *Glyptograptus* (*s.l.*) ainsi que la distinction que nous établissons entre le genre "*Glyptograptus*" à développement de mode n° 11 ("pattern" H de Mitchell) et le genre *Glyptograptus* à développement de mode n° 12 ("pattern" I de Mitchell, 1986; Melchin et Mitchell, 1991, Melchin, 1998) a été largement exposé par ailleurs (Legrand, 1999).

"*Glyptograptus*" ("*Glyptograptus*") e.g. *persculptus*
 (SALTER, 1865)

(f, fig. 8)

Lectotype : spécimen GSM 11782 de la collection Salter, désigné par Williams (1983) p. 622 et figuré Pl. 66, fig.3

Population type : non décrite

Locus typicus : Ogofan, Pumpsaint, Wales

Stratum typicum : non précisé

Derivatio nominis : non explicité ; vraisemblablement du latin *persculptus* : parfaitement ciselé pour rappeler l'aspect finement sculpté des spécimens conservés en relief.

- 1865 *Diplograptus persculptus* (SALTER ?) : Salter, p. 25.
 1868 *Diplograptus persculptus* SALTER : Carruthers, p. 130-131.
 1878 *Diplograptus persculptus* SALTER : Salter, p. 23.
 * 1907 *Diplograptus (Glyptograptus) persculptus* Salter : Elles et Wood, part VI, p. 257-258, figs. 176 a-b, pl. XXXI, figs. 7 a-c.
 v 1929 *Glyptograptus* aff. *persculptus* Salter : Davies, p. 10-11, fig. 11a.
 pv 1929 *Glyptograptus persculptus* mut. : Davies, p. 11 (*pars*), figs. 11, 13, 16-18 (et non figs 12, 14, 19 = *Gl. cf. persculptus sensu* Williams, 1983).
 v 1929 *Glyptograptus persculptus* mut. *omega* nov.: Davies, figs. 15, 20.
 1945 *Glyptograptus persculptus* Salter : Waterlot, p. 61, Tabl. XVI a, fig. texte 200.
 ? 1971 *Glyptograptus persculptus* Salter : Churkin et al., Pl. 24, fig. H.
 1971 *Glyptograptus (G.) persculptus persculptus* (Salter) : Strachan, p. 37.
 ? 1973 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Mikhaylova, p. 15-16, Pl. III, figs. 4-6.
 1975 *Glyptograptus persculptus* Salter : Bjerreskov, p. 30-31, figs. 11 A-C.

- p 1977 *Glyptograptus (G.) persculptus* (SALTER) : Rickards et al., p. 99, fig. text 8A (*pars*), 53, pl. 2, fig. 4.
 ? 1978 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Baillie et al., p. 46, fig. text 2.
 ? 1978 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Sennikov, p. 142, figs. z, i, k.
 ? 1979 *Glyptograptus persculptus* (Salt.) forma B : Koren et al., pl. XXX, figs. 1-10.
 ? 1980 *Glyptograptus ? persculptus* (Salter) forma B: Koren et al., p. 145-147, pl. XLIII, figs. 2-3.
 ? 1980 *Glyptograptus ? persculptus* (Salter) : Koren et al., p. 150-151, figs. 45 a-zh, Pl. XLV, figs. 1-6, Pl. XLVI, figs. 1-8.
 ? 1981 *Glyptograptus ? persculptus* (Salter) : Rickards et Riva, p. 226-234, figs. 5-11.
 ? 1983 *Glyptograptus ? persculptus* (Salter) : Koren et Sobolevskaya, p. 144-148, figs. 54 a-r, Pl. XLII, figs. 4-10, Pl. XLIII, figs 1-6.
 1983 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Williams, p. 622-625, Pl. 66, figs 1-3.
 ? 1984 *Glyptograptus ? persculptus* (Salter) : VandenBerg et al., p. 10-12 figs. 8 A-D et 9 A, B.
 ? 1984 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Mu et Lin, p. 54, Pl. 3, fig. 6, Pl. 6, fig. 9.
 ? 1984 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Chen et Lin, p. 193-195, text figs. 1 a-e, Pl. 1, figs 1-6., Pl. 2, figs. 3-5 (d'après Bjerreskov, 1975), 6-8, 9 (d'après Williams, 1983).
 ? 1984 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Lin et Chen, Pl. 1, figs. 1-2.
 ? 1986 *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Fu et Song, p. 80-82, Pl. 4, figs. 22-24.
 ? 1987 *Glyptograptus persculptus* Salter : Wang, Pl. I, fig. 1.
 ? 1994 *Normalograptus ? persculptus* (Elles et Wood) : Zalasiewicz et Tunnicliff, p. 704, figs.-text. 5 A-C.
 p 1996 *Normalograptus persculptus* (Elles et Wood) : Štorch et Loydell, p. 872-876, Fig. -texte 4 D-E, 5 (et non Figs.-texte 3, 4 A-C ; voir "*Gl.*" *bohemicus* Marek).

et non

- 1978 *Glyptograptus persculptus* Salter : Ni, Pl. 1, fig. 20 (= *Gl. lungmaensis* Sun).
 1983 *Glyptograptus persculptus* Salter : Mu et al., Pl. III, fig 1 (= *Gl. lungmaensis* Sun).
 1983 a *Glyptograptus persculptus* (Salter) : Wang et al., p.139-140, pl. 8 fig. 3 (= *Glyptograptus lungmaensis* SUN), fig. 4 (= *Glyptograptus tamariscus magnus* CHURKIN et CARTER), figs. 5-6, et pl. 9, figs. 5, 10-11 (*Glyptograptus lungmaensis* SUN ou *Glyptograptus tamariscus magnus* CHURKIN et CARTER).

Remarques

1) Classiquement l'espèce est attribuée à Salter, et, Williams en désignant le lectotype (1983) a pris soin de le choisir dans la collection des spécimens de cet auteur. Cependant Salter n'ayant jamais figuré l'espèce, l'application stricte des règles de nomenclature conduit à attribuer l'espèce à Elles et Wood comme ayant été les premières à l'avoir figurée et c'est ce qu'on fait récemment Zalasiewicz et Tunnicliff (1994) puis Štorch et Loydell (1996). Nous ne voyons pas l'intérêt de ce changement qui n'apporte rien à une situation déjà suffisamment embrouillée. Ce problème avait été déjà évoqué d'ailleurs par Williams (1983). Il nous semble que c'est un exemple où la possibilité de suspendre les règles d'antériorité devrait être invoquée.

2) Comme le montre la liste des synonymies (sans doute incomplète quant aux publications chinoises), l'identification de "*Gl.*" *persculptus* pose bien des problèmes. La difficulté réside dans le fait que les premiers spécimens attribués à cette espèce par Salter et où a été choisi le lectotype sont conservés en relief. Or, cette conservation est rare, et déduire de façon rigoureuse, l'aspect qui prendra un rhabdosome une fois comprimé, selon l'intensité et la direction de la pression et les conditions dans lesquelles elle s'exerce reste un problème non résolu de façon satisfaisante (voir Legrand, 1999). Cependant l'examen des types et de topotypes de l'espèce, en relief,

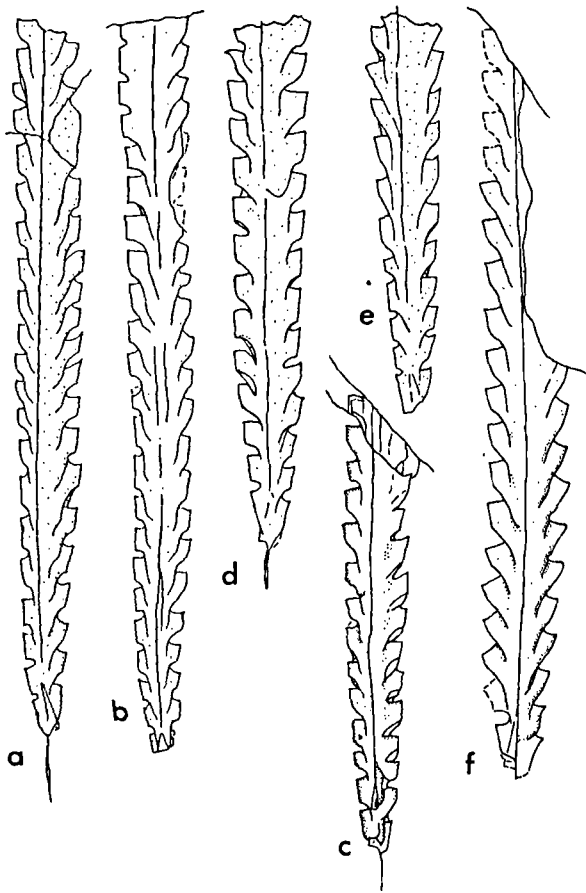


Fig. 8. — *N. (Normalograptus) aff. inazaouae* nov. sp. Gr. = X5.
 a : spécimen 34956 a₁ ; b : spécimen 34956 a₂. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable gl a2, Llandoverien inférieur probable.

? *N. (Normalograptus) aff. inazaouae* nov. sp.
 c : spécimen 236 k₁. Affleurement isolé de la région d'Efei Mazerta. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.

Neodiplograptus sp.
 d : spécimen 34952 a₁ ; e : spécimen 34952 a₂. "Gl."
 ("Glyptograptus") e.g. *persculptus* (SALTER) f : spécimen 34954 e₁.
 Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable gl a2, Llandoverien inférieur probable.

Fig. 8. — *N. (Normalograptus) aff. inazaouae* nov. sp. Gr. = X5.
 a : specimen 34956 a₁ ; b : specimen 34956 a₂. North In Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indeterminated assemblage, unspecified zone, probably regional substage gl a2, probable Lower Llandoveryan.

? *N. (Normalograptus) aff. inazaouae* nov. sp. ; c specimen 236 k₁.
 Isolated outcrop of the Efei Mazerta area. Tedjert shale Formation, lower part. Indeterminated assemblage, unspecified zone, probably regional substage n4c2, Late Ashgillian.
Neodiplograptus sp. ; d : specimen 34952 a₁ ; e : specimen 34952 a₂.
 "Gl." ("Glyptograptus") e.g. *persculptus* (SALTER) ; f : specimen 34954 e₁.
 North In Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indeterminated assemblage, unspecified zone, probably regional substage gl a2, probable lower Llandoveryan.

comme des photographies (Rickards *et al.*, 1977, Williams, 1983) montre que les thèques ont une forme très particulière déjà soulignée par Elles et Wood (1907) et en outre une muraille supragéniculaire oblique par rapport à l'axe du rhabdosome en direction apicale et non parallèle à l'axe comme les thèques de type climacograptide. Or l'expérience montre que la compression a plutôt pour effet d'augmenter l'inclinaison de la muraille supragéniculaire si elle est déjà légèrement oblique mais jamais de la redresser au point de lui donner une apparence verticale. Nous pensons donc qu'un grand nombre de spécimens comprimés, attribués à cette espèce, et dont les thèques sont pratiquement climacograptides, lui sont attribués à tort et se rapprochent davantage du genre *Neodiplograptus* sans présenter distalement de thèques orthograptides. Plusieurs auteurs (Davies, 1929, Rickards, 1976, Williams, 1983, Koren et Rickards 1996) ont déjà signalés d'ailleurs les risques de confusion entre les premiers *Neodiplograptus* et des spécimens qu'ils considéraient comme se rapportant à "*Gl.*" *persculptus*. Ces risques ne sont en fait que la traduction d'une grande parenté. Créer un genre *Persculptograptus* tel que le font Koren et Rickards (1996) sans que le contenu de l'espèce-type ait été révisé nous paraît un peu léger et pas très utile. En effet la définition même de ce genre se trouvera différente selon que l'on y inclura tout ou partie de ce que l'on place aujourd'hui selon les auteurs dans cette espèce qui en sera l'espèce-type. Il est possible que du point de vue taxinomique, la raison invite à placer ces spécimens proches de *Neodiplograptus* et ceux attribuables à l'espèce *persculptus* au sens strict dans un même genre, mais la définition de ce genre doit être cohérente avec cette façon de voir et des espèces différentes distinguées à l'intérieur pour autant que peut se faire. On peut également vouloir garder séparé ce qui est peut être à l'origine du genre *Neodiplograptus* et nombre de spécimens de *persculptus* devraient voir alors leur attribution générique et spécifique revues. Dans un premier stade, on ne peut que souhaiter une révision de l'espèce *persculptus* annoncée depuis longtemps (Rickards et Koren *in* VandenBerg *et al.*, 1984, Koren et Rickards, 1996) et une étude extensive de sa variabilité.

3) La possibilité que *Glyptograptus bohemicus* MAREK soit synonyme de *Glyptograptus persculptus* est une idée que tous les chercheurs ayant étudié les faunes de la limite Ordovicien-Silurien ont eue un jour. Elle a été proposée de façon formelle récemment par Štorch et Loydell (1996). Nous restons très réservé à ce sujet pour les raisons suivantes :

- préalablement à ce travail, il aurait fallu procéder à une révision complète de *Glyptograptus persculptus*, comme proposé ci-dessus, d'autant que l'espèce de Bohême n'est connue que par des spécimens comprimés, et qu'on ne sait rien sur sa variabilité.

- cette synonymie conduit à admettre un net diachronisme dans l'apparition de l'espèce ainsi que l'indiquent les auteurs, ce qui paraît plutôt une contre-démonstration. Ceux-ci semblent d'ailleurs avoir hésité entre la synonymie et la distinction de deux sous-espèces. Or cette seconde solution aurait eu une signification très différente de la première. Etant donné que l'on se trouve à cette époque à un morcellement des bassins du fait de l'orogénèse taconique, de la glaciation fini-ordovicienne, et de la "re-radiation" des graptolites, il nous aurait semblé bien plus logique d'admettre l'existence de sous-espèces plus ou moins isolées géographiquement, les communications ne s'étant pleinement rétablies qu'à partir de la base du Silurien.

- enfin la faible épaisseur des sections concernées, ou des horizons fossilifères qu'elles recèlent, souvent séparés par des dépôts azoïques, constituent autant d'indications sur la possibilité de lacunes ou de condensations.

Echantillon : Un seul spécimen, moyennement comprimé dans un siltstone argileux (34954 c₁) de la coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.

Description

C'est un spécimen de plus de 19 mm. La largeur de 1,15 mm au niveau de l'ouverture de la première thèque est de 1,25 mm au niveau de th¹ -th². Elle croît ensuite rapidement

pour être de 2 mm au niveau de $th1^1$ - $th4^2$ et atteindre une valeur maximale de 2,1 mm. La sicula a une longueur apparente de 1,6; sa largeur à l'ouverture est de 0,3 mm. Ni la virgella, ni la virgula n'ont été observées. Le septum médian est apparemment complet. Les deux premières thèques ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique mais leurs murailles externes sont déjà inclinées par rapport à l'axe du rhabdosome; la longueur apparente des métathèques de $th1^1$ et $th1^2$ est de 1,2 mm. Les thèques suivantes, obliques par rapport à l'axe du rhabdosome, ont un aspect glyptograptide à presque orthograptide bien que même dans ce cas on observe une petite géniculation au niveau de la cavité aperturale qui est ou très large ou presque plus différenciée. Ces thèques ont 1,8 mm de long pour 0,4 mm de large, et se recouvrent de moitié environ. On compte 11 thèques pour 10 mm.

Justification de la détermination

Nous pensons que ce spécimen par sa forme et l'aspect de ses thèques doit être assez voisin des spécimens types de "*Gl.*" *persculptus* conservés en relief. La valeur des différents paramètres mesurables est conforme bien qu'un peu élevée par rapport aux quelques valeurs données pour cette espèce dont la variabilité est importante (Davies, 1929) mais n'a jamais été mesurée. Compte tenu de ce qui a été dit ci-dessus et ce spécimen étant unique, on peut juste le rapporter au groupe de "*Gl.*" *persculptus*. Un rapprochement avec le genre *Neodiplograptus* est discuté à propos des spécimens attribués à ce genre.

Répartition stratigraphique

Ce spécimen est associé à l'apparition du genre *Neodiplograptus*. Il est donc logique de le considérer comme un élément d'une association équivalente des associations $\sigma1\alpha1$ ou $\sigma1\alpha2$ qui dans la coupe de l'Oued In Djerane au Tassili N'Ajjer oriental voit l'apparition de ce genre. En l'absence de *Pseudorthograptus* (?) *kiliani* qui caractérise l'association $\sigma1\alpha1$, l'équivalence avec $\sigma1\alpha2$ apparaît plus probable. Il appartiendrait au sous-étage régional $g1a2$, soit à la base du Llandovérien inférieur.

"*Glyptograptus*" ("*Glyptograptus*") *chudeaui* nov. sp.

(Pl. XII, fig. 13-16; a à f, fig. 9)

Holotype : spécimen 34952.b₁₂ (fig. 9 b et Pl. XII, fig. 13).

Population type : 34952 b₂₋₃, b₅₋₉, b₁₁₋₁₂.

Locus typicus : coupe In Azaoua Nord, Tassili Oua-n-Ahaggar, Sahara algérien (fig. 2).

Stratum typicum : non défini

Derivatio nominis : latinisation du nom de R. Chudeau qui le premier a fait mention de schistes à graptolites au Tassili Oua-n-Ahaggar.

Echantillons : Une vingtaine de spécimens comprimés dans l'argile dans la coupe In Azaoua Nord (34950 ?b₁, 34952 b₂₋₃, b₅₋₉, b₁₁₋₁₂, h₁₋₂, 34954 b₁₋₃, b₅₋₉) et peut-être dans la coupe d'Efeï Mazerta levée en 1967 (? 236 c₁). Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.

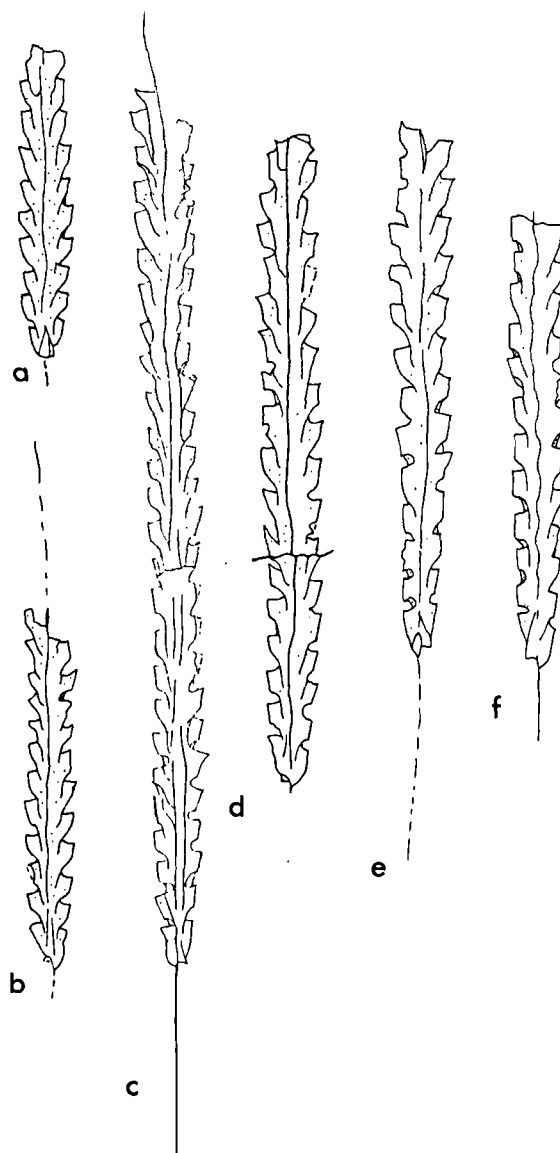


Fig. 9. — "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *chudeaui* nov. sp. Gr. = X5.
a : spécimen 34952 b₂; b : spécimen 34952 b₁₂ (Holotype); c : spécimen 34952 b₃; d : spécimen 34954 b₁; e : spécimen 34952 h₁; f : spécimen 34952 h₂. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable $g1a2$, Llandovérien inférieur probable.

Fig. 9. — "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *chudeaui* nov. Sp. Gr. = X5.
a : specimen 34952 b₂. b : specimen 34952 b₁₂ (Holotype). c : specimen 34952 b₃. d : specimen 34954 b₁. e : specimen 34952 h₁. f : specimen 34952 h₂. North In Azaoua section. Tedjert shale Formation, lower part. Indetermined assemblage, unspecified zone, probably regional substage $g1a2$, probable lower Llandoveryan.

Définition

Rhabdosome en général de petite taille; largeur de 0,8 à 1,0 mm au niveau de l'ouverture de $th1^1$ et comprise habituellement entre 0,9 et 1 mm au niveau de $th1^1$ - $th1^2$, puis croissant rapidement pour atteindre presque immédiatement une valeur maximale comprise le plus souvent entre 1,3 et 1,6 mm. Sicula de 1,6 à 2,0 mm de longueur apparente. Virgella généralement réduite, septum médian

apparemment complet ou presque, virgula n'excédant que rarement 5 mm. Th1¹ et th1² d'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique, vraisemblablement de mode n° 11. Métathèque apparente de th1¹ de 1,0 à 1,1 mm de même que celle de th1². Thèques nettement glyptograptides dans la partie moyenne à distale, d'une longueur de 1,4 à 1,6 mm et d'une largeur à l'ouverture de 0,3 à 0,4 mm, le recouvrement variant de 1/2 à 1/3. On compte 11 à 12 thèques sur les dix premiers millimètres.

Description

Ce sont des rhabdosomes en général de petite taille mais pouvant dépasser 20 mm en longueur. La largeur au niveau de l'ouverture de la première thèque est le plus souvent de 0,9 mm (limite de la distribution : 0,8 mm et 1,0 mm). Au niveau de th1¹-th1², la largeur est le plus souvent de 1,0 mm (limite de la distribution : 0,9 et 1,1 mm). Elle atteint ensuite presque immédiatement sa valeur maximale comprise le plus souvent entre 1,3 et 1,6 mm mais pouvant aller jusqu'à 1,8 mm. La sicula a une longueur apparente de 1,6 à 2,0 mm, cette dernière valeur devant être assez proche de la longueur réelle, malheureusement on ne dispose pas de mesure directe de celle-ci. La largeur à l'ouverture est de 0,3 mm. La virgella est le plus souvent réduite mais peut exceptionnellement atteindre 5 mm; le septum médian apparaît complet ou presque; la virgula ne dépasse que rarement 5 mm. Th1¹ et th1² ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique. La métathèque de th1¹ a une longueur apparente de 1,0 à 1,1 mm de même que celle de th1². Les thèques de la région proximale ont un aspect presque climacograptide ou glyptograptide selon la compression mais au-delà, dans la partie moyenne à distale, présentent une tendance franchement glyptograptide. Leur longueur est alors de 1,4 à 1,6 mm pour une largeur à l'ouverture de 0,3 à 0,4 mm, et le recouvrement est de 1/2 à 1/3. On compte 11 à 12 thèques sur les dix premiers millimètres. Les valeurs des différents paramètres sont rassemblées ci-dessous (Tabl. VI)

Rapports et différences

Cette espèce est voisine de "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *tariti* LEGRAND dont elle diffère cependant par une partie proximale plus fine, une largeur maximale moins élevée, une sicula plus longue et une apparition plus progressive des thèques glyptograptides le long du rhabdosome. Elle se sépare aisément de "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *saharensis* LEGRAND par son aspect général très différent, sa largeur maximale un peu plus faible et surtout par la forme des thèques qui, moins glyptograptides dans l'ensemble ne deviennent jamais diplograptides dans la partie distale. Enfin cette espèce présente des ressemblances par l'aspect général avec "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") *temalensis* JONES mais les thèques seraient plus grandes et leur densité nettement plus faible (9-7 pour 10 mm).

Répartition stratigraphique

Dans la coupe In Azaoua Nord, l'espèce est associée à *Neodiplograptus* sp., "*Gl.*" ("*Glyptograptus*") e.g. *persculptus*, et les derniers *N.* (*Normalograptus*) *inazaouae*. Ainsi elle participe à une association vraisemblablement équivalente de l'association $\sigma 1\alpha 2$ du Tassili N'Ajjer oriental qui caractérise l'étage régional gl_{1a2}. Ce taxon serait donc de la base du Llandovérien inférieur.

Genre *NEODIPLOGRAPTUS* LEGRAND, 1987

Espèce-type : Désignation originale : *Diplograptus magnus* H. LAPWORTH, 1900, du Silurien inférieur du Pays de Galles, Iles Britanniques.

Derivatio nominis : nom composé de *Diplograptus* et du préfixe grec "neo" : nouveau, rappelant que le genre réunit des espèces plus récentes que celles appartenant au genre *Diplograptus* dans sa définition révisée.

- * 1987 *Neodiplograptus* gen. nov.: Legrand, p. 62.
- p 1991 *Neodiplograptus* Legrand emend.: Melchin et Mitchell, p. 155.
- 1996 *Neodiplograptus* Legrand : Koren et Rickards, p. 33
- 1998 *Neodiplograptus* Legrand, 1987 emend : Melchin, p. 292-294.
- 1998 "*Neodiplograptus*" Legrand, 1987 : Melchin, p. 294-295.

Définition

Rhabdosome bisérié de section plus ou moins quadrangulaire, à sicula simple, sans épines aperturales, à développement kéroblastique de mode n° 11 ("pattern" H de Mitchell, "patterns" H et H' de Melchin), à septum médian souvent incomplet dans la partie proximale puis complet au delà; thèques climacograptides dans la partie proximale passant progressivement et de façon variable à un type glyptograptide puis souvent orthograptide.

Neodiplograptus sp.

(Pl. XII, fig. 18-19; d et e, fig. 8)

Echantillons : Deux spécimens à demi comprimés dans un siltstone argileux (34952 a₁₋₂) de la coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure.

Description

Le plus grand des spécimens atteint près de 15 mm. La largeur de 0,8-0,9 mm au niveau de l'ouverture de la première thèque est de 1 mm au niveau de th1¹-th1². Elle croît rapidement pour être de 1,4-1,5 mm au niveau de th4¹-th4² et atteindre une valeur maximale de 1,9-2,0 mm. La sicula a une longueur apparente de 1,4 à 1,8 mm; sa largeur à l'ouverture est de 0,3 mm. La virgella est courte, la virgula n'a pas été observée. Le septum médian est apparemment complet. Les deux premières thèques ont l'aspect habituel dans un développement de type kéroblastique; la longueur apparente des métathèques de th1¹ et th1² est de 1,2 mm. Les thèques suivantes ont dans la partie distale 1,8 mm de long pour 0,4 mm de large, se recouvrant de moitié environ. D'abord climacograptides ces thèques montrent une tendance croissante vers le type glyptograptide et même presque orthograptide le long du rhabdosome selon la compression; toutefois il n'y a jamais disparition totale d'une muraille supragéniculaire qui peut être encore de 0,6 mm avec une cavité aperturale large de 0,4 de hauteur comme de profondeur. On compte 10 thèques 1/2 pour 10 mm.

Justification de la détermination.

Par leur aspect général ces rhabdosomes évoquent déjà le genre *Neodiplograptus*, mais les thèques ne présentent pas encore très nettement l'évolution de forme habituelle le long

Echant	N sp	Rb.	Th1	Th2	Sa	a	l1	l2	m1	m1	m4	Ml	L	l	Ll	Rt	msg	o	h	v	V	Observations
34950	7b1	>8	6x2	=12	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-	-	0,5	0,4	0,4	-	-	C. n., sm.
34952	b2	8	6x2=12	-	71,2	-	1,0	1,0	0,9	1,0	1,4	1,45	1,6	0,3	5	1/2	0,4	0,4	0,3	71,7	2,4	C. n., sm.
	b3	22,5	11 1/2	10 1/2	1,6	0,3	1,0	-	0,8	0,9	1,2	1,6	1,6	0,4	4	1/2	0,6	0,4	0,2	5,2	8,3	C. n., sm.
	b5	5,5>	5 1/2x2=11	-	-	0,2	1,0	1,0	0,8	0,9	1,2	1,4	1,5	0,3	5	1/2	0,6	0,2-0,4	0,25	-	-	C. n., sm.
	b6	5,5	6x2=12	-	1,2	0,3	1,2	1,1	0,9	1,0	1,4	1,5	1,4	0,3	4,5	3/7	0,6	0,3	0,3	1,4>	0,2>	C. n., sm.
	b7	9>	11(+1)	-	1,0	0,3	1,15	1,1	1,0	1,0	1,2	1,4	1,4	0,3	4,5	1/3	0,65	0,4	0,3	1,6>	-	C. n., sm.
	b8	14	11 1/2	-	>1,4	0,2	1,1	1,0	1,0	1,1	1,3	1,5	1,6	0,3	5	1/2	0,6	0,3-0,4	0,2	1,2	-	C. n/ob., sm.
	b9	9>	10(+1)	-	1,8	0,3	1,0	-	-	-	1,25	1,3	1,4	0,3	4,5	3/7	0,6	0,2-0,4	0,3	3,6	2,0	C. n., sm.
	b11	9	11(+1)	-	1,8	0,25	1,1	1,1	0,9	1,0	1,35	1,4	-	-	-	-	0,4-0,5	0,3-0,4	0,3	1,6	0,8>	C. n., sm.
	b12	9,5	11(+1)	-	1,8	0,3	1,0	1,0	0,9	1,0	1,35	1,4	1,4	0,3	4,5	1/2	0,6	0,35-0,4	0,3	1,8	4,8	C. n., sm.
	h1	11,5	10	-	-	0,3	1,2	1,2	1,0	1,1	1,4	1,5	1,4	0,4	0,6	3/7	0,6	0,3-0,4	0,3	2	0,4>	C. n., sm.
	h2	15>	10	-	-	0,3	1,2	1,2	1,0	1,1	1,2	1,6	-	-	-	-	0,7	0,35	0,3	5,2	-	C. n., sm.
	34954	b1	17>	10	-	1,6	0,25	1,1	1,2	0,9	1,0	1,4	-	1,8	0,4	4,5	1/2	0,6	0,3-0,35	0,35	-	-
b3		>17>	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	1,6	0,2-0,4	-	3/8	0,6	0,2-0,4	0,3	-	-	C. n., sm.
b5		7,5>	5 1/2x2=11	-	72,4	0,3	1,0	1,0	0,9	1,0	1,2	1,6	1,6	0,4	3,5	3/8	0,6	0,3	0,3	-	-	C. n., sm.
b6		17,5	10 1/2	-	72,1	0,3	1,2	1,1	0,9	1,0	1,4	1,5	1,6	0,2-0,5	-	1/2	0,7	0,2-0,4	0,35	1,2>	-	C. n/ob., sm.
b7		8>	6x2=12	-	-	-	71,0	-	-	-	71,0	1,35	1,5	1,6	0,4	4	3/8	0,6	0,3-0,4	0,3	-	-

Tabl. VI. — Données numériques relatives aux spécimens de "Gl." (*Glyptograptus*) *chudeaui* nov. sp. de la région d'In Azaoua. Spécimens comprimés : 34952-34956, In Azaoua Nord, 1960
Signification des abréviations : voir Tabl. I.

Table. VI. — Measurements of the specific parameters on the specimens of "Gl." (*Glyptograptus*) *chudeaui* nov. sp. from the In Azaoua country. Flattened specimens : 34952-34956, North In Azaoua, 1960.
Meaning of the symbols : see Tabl. I.

du rhabdodome. Ces spécimens avaient été rapportés au groupe de *Nd. imperfectus* (LEGRAND)(Legrand, 1999), mais ils diffèrent de cette espèce par une largeur à l'origine plus forte, des thèques moins glyptograptides et un nombre de thèques pour 10 mm moins élevé. Par ailleurs, ces spécimens illustrent très bien le problème exposé à propos de "*Gl. persculptus*". On pourrait en effet parfaitement les assimiler aux spécimens à thèques relativement climacograptides que l'on attribue à cette espèce prise en un sens élargi de façon incorrecte à notre avis.

Répartition stratigraphique

Ce taxon participe à une association vraisemblablement équivalente à l'association $\sigma 1\alpha 2$ du Tassili N' Ajjer oriental, sous-étage régional gla2. Base du Llandoverien inférieur probable (voir ci-dessous).

IV — CONCLUSIONS

1) Age de la faune graptolitique des environs d'In Azaoua. Attributions stratigraphiques.

La discontinuité des sections, la progressivité possible de l'installation de la sédimentation argileuse, la ou les discordances qui limitent la série au sommet rendent l'interprétation biostratigraphique de la région d'In Azaoua particulièrement délicate. A ceci vient s'ajouter le caractère de la faune graptolitique. Celle-ci est remarquablement homogène mais essentiellement endémique, au point d'être assez différente de celle de l'Oued In Djerane (Tassili N' Ajjer oriental) (Legrand, 2000), bien que l'échantillonnage insuffisant puisse être en partie la cause de cette apparence. L'interprétation, hypothétique, que nous proposons est la suivante (fig. 10) :

- à la base, un niveau dominé par *N. inazaouae* nov. sp., espèce voisine de *N. pseudovenustus* (LEGRAND), l'une des espèces caractéristiques de l'association vIXγ2 dans la coupe de l'Oued In Djerane.

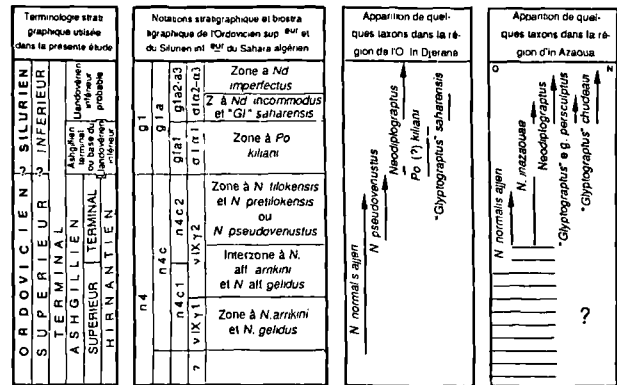


Fig. 10. — Niveaux d'apparition observés de quelques taxons à la limite Ordovicien-Silurien dans les coupes de référence de l'Oued In Djerane (Tassili N' Ajjer oriental) et niveau d'apparition supposé par comparaison des taxons dans la région d'In Azaoua.

Fig. 10. — First occurrence of some taxons at the Ordovician-Silurian boundary in the typical sections of Oued In Djerane (Western Tassili N' Ajjer) and first occurrence supposed by comparison of the taxons in the In Azaoua country.

- au-dessus, une association avec *N. inazaouae* nov. sp. et *N. targuii* nov. sp.; cette association ne présentant aucun renouvellement important peut être encore assimilée à l'association vIXγ2.

- enfin dans la partie supérieure, une nouvelle association avec l'apparition des genres *Neodiplograptus* et "*Gl.*" (*Glyptograptus*) ce qui suggère un rapprochement avec les associations $\sigma 1\alpha 1$ ou $\sigma 1\alpha 2$ de l'oued In Djerane. Cependant *Pseudorthograptus* (?) *kiliani* (LEGRAND) qui caractérise l'association $\sigma 1\alpha 1$ n'ayant pas été observé, c'est plutôt avec l'association $\sigma 1\alpha 2$ qui voit se développer le genre *Neodiplograptus* et l'apparition de "*Gl.*" (*Glyptograptus*) *saharensis* LEGRAND que le rapprochement semble le plus normal.

Sur le plan de la stratigraphie générale, ceci conduit à attribuer la partie inférieure de la série au sous-étage régional n4c2 c'est à dire à l'Ashgillien terminal et la partie supérieure au sous-étage régional gla2 c'est à dire à la base du Llandoveryen inférieur. A noter que dans la région In Azaoua Ouest la discordance sommitale semble descendre très bas et ne laisser subsister qu'une petite partie du sous-étage n4c2.

2) Implications paléogéographiques

En esquissant la paléogéographie de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur au Sahara algérien (Legrand, 1999), il avait été montré combien restait douteux le tracé des cartes entre le Tassili N'Ajjer oriental et le Tassili Oua-n-Ahaggar au

voisinage de la limite Ordovicien-Silurien. Si l'interprétation proposée ici est correcte, l'étage n4c2 est bien représenté dans la région d'In Azaoua, et sous une épaisseur non négligeable (? 80 m), du moins dans la partie la plus septentrionale. Il en est de même pour le sous-étage régional g2a2, et les cartes pourront être précisées sur ces points. Reste le problème du sous-étage gla1 qui peut ne pas avoir été mis en évidence par défaut d'échantillonnage ou bien parce que la transgression qui y est associée se serait arrêtée plus au Nord, ce que suggèrent les faciès silto-ferrugineux sous lesquels il se présente dans le Tafassasset.

Remerciements. — Nous remercions le Professeur J. Riva pour la révision du texte anglais de l'abstract.

BIBLIOGRAPHIE

- BAILLIE P.W., BANKS M.R. et RICKARDS R.B. (1978). — Early Silurian Graptolites from Tasmania and Their Significance. *Search*, 9, (1-2), pp. 46-47, Fig. 1-3.
- BJERRESKOV M. (1975). — Llandoveryan and Wenlockian graptolites from Bornholm. *Fossils and Strata*, 8, pp. 1-93, Fig. 1-27, Pl. 1-13.
- BERRY W.B.N. (1960). — Graptolite Faunas of the Marathon Region, West Texas. *Univ. Texas Pub*, 6005, 179 p., 3 tabl., Pl. 1-20, 1 Pl.-ht.
- BERRY W.B.N. (1986). — Stratigraphic significance of *Glyptograptus persculptus* Group graptolites in central Nevada, U.S.A. in HUGHES C.P. et RICKARDS R.B. (eds.), *Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites*, Cambridge, 1981, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 20, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 135-143, fig. 1-5.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O. de, ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur du Sahara. *Publications I.F.P. Coll. Science et Technique du Pétrole*, 18, 464p., fig. 1-357, Pl. 1-30, 1 carte hors-texte. Paris.
- BOU• EK B. (1973). — Lower Ordovician Graptolites of Bohemia. 1973, pp. 1-185, fig. 1-37, tabl. 1-16, Pl. I-XXIV, Tabl. h-t I-II. Prague.
- BULMAN O.M.B. (1938). — Graptolithina in SCHINDEWOLF O.H. (ed.) *Handbuch der Paläozoologie* 2D, pp. 1-92, fig. 1-42. Berlin.
- BULMAN O.M.B. (1955). — Graptolithina in MOORE R.C. (ed.) *Treatise on Invertebrate Palaeontology*, Part V, pp. I-XVII, 1-101., fig. 1-72, *Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press*, New York, N.Y., et Lawrence, Kansas.
- BULMAN O.M.B. (1970). — Graptolithina with an addendum by O.M.B. Bulman et R.B. Rickards in TEICHERT C. (ed.) *Treatise on Invertebrate Palaeontology*, Part V, Second Edition, pp. I-XXXII, 1-163, fig. 1-109. *Geol. Soc. America and Univ. Kansas. Boulder Colorado et Lawrence, Kansas.*
- BULMAN O.M.B. et RICKARDS R.B. (1968). — Some new diplograptids from the Llandovery of Britain and Scandinavia. *Palaeontology*, 11, (1), 1968, pp. 1-15, text-fig. 1-7. London.
- CARRUTHERS W. (1868). — A Revision of the British Graptolites with Descriptions of the New Species and Notes on their Affinities. *Geol. Mag.*, (1), V, 1868, pp. 64-74, 125-133, Pl. V.
- CHEN X. (1984). — Silurian graptolites from Southern Shaanxi and Northern Sichuan with special reference to classification of Monograptidae. *Palaeontologica Sinica* n.s., B, 166, (20), pp. 1-102, fig. 1-6, 1 tabl., Pl. 1-19. Beijing.
- CHEN X. et LIN Y.-k. (1978). — Lower Silurian Graptolites from Tongzi, Northern Guizhou. *Mem. Nanjing Inst. Geol. and Palaeontology*, 12, pp. 1-76, fig. 1-19, tabl. 1-5, pl. 1-19. Nanjing, Science Press.
- CHUDEAU R. (1913). — Rectification et complément à la Carte du Sahara Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), 13, 1913, p. 172-182, fig. texte 1-21. Paris.
- CHURKIN M., CARTER C. et EBERLEIN G.D. (1971). — Graptolite succession across the Ordovician-Silurian boundary in south-eastern Alaska. *Quarterly Jour Geolog. Soc. London*, 126, pp. 319-330, fig. 1-2, pl. 23-25.
- CLARET J. et TEMPERE Cl. (1968). — Le Paléozoïque du Bassin du Tamesna (Sud de l'Ahaggar). *Z. deutsch. geol. Ges.*, 117, 1965, p. 460-468, Abb. 1-7. Hannover.
- COLLIN J.J., GAUTIER J., KIEKEN M. et TOUREL Y. (1960). — Mission de Reconnaissance dans le Bassin d'In Guezzam (1959). *Rapport S.N. REPAL*, 1960, p. 1-28, et annexes, pl. 1-16, Logs IG 11-18. Alger.
- DAVIES K.A. (1929). — Notes on the Graptolite Faunas of the Upper Ordovician and Lower Silurian. *Geological Magazine*, LXVI, (1), 1929, pp. 27, fig. 1-32, 1 tabl. Hertford.
- ELLES G.L. et WOOD E.M.R. (1901-1918). — A monograph of British graptolites, Part I-XI, *Palaeontogr. Soc., Monogr.*, pp. 1-CLXXI + pp. 1-539, fig. 1-359, Pl. I-LII. London.
- FANG Y.-t., LIANG S.-j., ZHANG D.-I. YU J.-I. (1990). — Stratigraphy and graptolite fauna of Lishuwo Formation from Wuning, Jiangxi. 155 pp., 40 figs, 29 pls. Nanjing, Nanjing Univers. Publ. House.
- FU L.-p. et SONG L.-s. (1986). — Stratigraphy and paleontology of Silurian in Ziyang region (Transitional belt). *Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res. Chinese Acad. Geol. Sci.*, 14, p. 1-198, fig. 1-19, tabl. 1-16, pl. 1-25. Xi'an, Shaanxi Sc. and Techno. Press.
- GE M.-y. (1984). — The Graptolite Fauna of the Ordovician-Silurian Boundary Section in Yuqian, Zhejiang. in Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, *Stratigraphy and Palaeontology of systemic boundaries in China. Ordovician - Silurian boundary*, 1, pp. 389-454, figs 1-3, tabl. 1-3, fig. texte 1-7, pl. 1-9. Anhui.
- HSÜ S.-c. (1934). — The graptolites of the Lower Yantze Valley. *Monograph. Nat. Research Inst. Geol. Academ. Sinica*, serie A, 4, pp. 1-106, fig. texte 1-37, pl. 1-7.
- HUNDT R. (1924). — Die Graptolithen des deutschen Silurs., 96 pp., 18 pls. Verlag Max Weg, Leipzig.

- HUNDT R. (1940). — Das Mitteldeutsche Graptolitenmeer. 395 p. M. Boerner-Verlag, Halle.
- HUTT J.E. (1974-1975). — The Llandovery graptolites of the English Lake District. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 128, (1), pp.1-56, Fig. text. 1-13, Tabl. 1, Pl. 1-10, (2), pp. 57-137, Fig. text. 14-27, Pl. 11-26, Tabl. 2-4.
- JONES C.R. (1973). — The Siluro-Devonian graptolite faunas of the Malay Peninsula. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 44, pp. I-IV, 1-28, fig. 1-4, Pl. I.
- KILIAN C. (1928). — Sur la présence du Silurien à l'Est et au Sud de l'Ahaggar. *C.R. Acad. Sc Paris.*, 186, 1928, pp. 508-509. Paris.
- KOREN T.N., MIKHAILOVA N.F. et TZAJ D.T. (1980). — Graptolity in APOLLONOV M.K., BANDALETOV S.M. et NIKITIN I. F. (eds) *Granitsa Ordovika i Silura v Kazakhstane*, Nauka Kazakh. SSR, Publishing House Alma-Ata, pp. 121-169, fig. 29-57, Pls.XXXIII-LIV.
- KOREN T.N., ORADOVSKAYA M.M., SOBOLEVSKAYA R.F., CHUGAEVA M.N. (1979). — Prilozhenye k Putevoditel'nyy Zskskoursii v Omoulevskie gory (VIII Tur). Atlas paleontologicheskikh tablits, 15 pp., 32 Pls.
- KOREN T.N. et RICKARDS B.R. (1996). — Taxonomy and Evolution of Llandovery biserial Graptolites from the Southern Urals, Western Kazakhstan. *Special papers in Paleontology* n°554, 103, pp., 23 texte-figs, 14 Pls. London.
- KOREN T.N. et SOBOLEVSKAYA R.F. (1983). — Graptolity in SOKOLOV B.S., KOREN T.N. et NIKITIN I.F. (eds) *Granitsa Ordovika i Silura na Severo-Vostoke SSSR*, Nauka Publ., Leningrad, pp. 99-160, fig. 30-61, Pl. XXV-XLVII.
- KRSTIC B. (1974). — Neki graptoliti iz Silura istočne Srbije. *Glas 299, Acad. serbe des Sciences et des Arts. Classe des sciences Mathématiques et naturelles*, 36, 1974, p. 157-185, pl. I-V.
- LAPWORTH Ch. (1873). — Notes on the British Graptolites and their allies. On an improved classification of the Rhabdophora. *Geol. Mag.*, X, pp. 500-504 et pp. 555-560, 1 tabl.
- LAPWORTH Ch. (1876 a). — On Scottish Monograptidae. *Geol. Mag.*, n.s., III, p. 308-321, 350-360, 499-507, 544-522, Pl. X-XI, XII-XIII, XX.
- LAPWORTH Ch. (1877). — On the graptolites of County Down. *Proceed. Belfast Nat. Field Club*, App., 1876-1877, p. 125-144, Pl. V-VII.
- LAPWORTH Ch. (1879-1880). — On the geological distribution of the Rhabdophora. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (5), III, pp. 245-257, 449-455, IV, pp. 333-341, 423-431, V, pp. 45-62, 273-285, 359-369, VI, p. 16-19, 185-207.
- LAPWORTH Ch. (1880). — On new British Graptolites. *Ann. and Mag. N. Hist.*, (5), V, p. 149-177, pl. IV-V.
- LAPWORTH H. (1900). — The Silurian sequence of Rhayader. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, LVI, 1900, p. 67-137, fig. 1-22 A-B, Pl. VI-VII. London.
- LEGRAND Ph. (1974). — Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. *Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires*, 11, 1974, p. 121-138, Tabl. I-III, Pl. I-VIII. Paris.
- LEGRAND Ph. (1977). — Contribution à l'étude des graptolites du Llandovery inférieur de l'Oued In Djerane. *Bull.Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, 67, (1/2), 1976, pp. 141-192, fig texte 1-16, tabl. I-XII. Alger.
- LEGRAND Ph. (1981). — Essai sur la paléogéographie du Silurien du Sahara algérien. *Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires*, 16, 1981, p. 9-24, Tabl. I-III, Pl. I-IX. Paris.
- LEGRAND Ph. (1983). — Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. in FABRE J. (ed.) *Lexique stratigraphique international, Nouvelle série, 1, Afrique de l'Ouest*, I.U.G.S. Stratigraphic commission, 1983, pp. 96-108, 4 tabl. Pergamon Press, Oxford.
- LEGRAND Ph. (1985 b). — Lower Palaeozoic Rocks of Algeria in HOLLAND C.H. (ed.) : *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa, Lower Palaeozoic Rocks of the World*, 3, 1985, p. 5-89, fig.-text 1-28. J. Wiley & Sons, Chichester.
- LEGRAND Ph. (1986 a). — The lower Silurian graptolites of Oued In Djerane. A study of populations near the Ordovician-Silurian boundary. in HUGHES C.P. et RICKARDS R.B. (eds.), *Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites*, Cambridge, 1981, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 20, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 145-153, fig 1-5.
- LEGRAND Ph. (1987). — Modo de desarrollo del suborden Diplograptina (Graptolithina) en el Ordovícico superior y en el Silurico. Implicaciones taxonomicas. *Rev. Esp. Paleontologia*, 2, 1987, p. 59-64, 1 fig.
- LEGRAND Ph. (1988). — The Ordovician -Silurian boundary in the Algerian Sahara in COCKS L.R.M. et RICKARDS R.B. (eds.), *A global Analysis of the Ordovician-Silurian boundary Bull. Br. Mus. nat. Hist.(Geol.)*, 43, p. 171-176, figs 1-3. England.
- LEGRAND Ph. (1999). — Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites). 1999, *thèse d'Etat, Université Michel de Montaigne, Bordeaux-3, Inst. EGID*, 892 p.
- LEGRAND Ph. (2000). — Une région de référence pour la limite Ordovicien-Silurien : l'Oued In Djerane, Sahara Algérien. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 330, 2000, p. 61-66, 3 figs.
- LESSARD L. (1959). — Note préliminaire sur la géologie des Tassilis Oua-N-Ahaggar (Sahara méridional). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 1959, p. 151-152. Paris.
- LESSARD L. (1962). — Les séries primaires des Tassilis Oua-n-Ahaggar au Sud du Hoggar entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas (Sahara méridional). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), III, 1961, p. 501-513, fig. texte 1-5. Paris.
- LI J.-j., QIAN Y.-y. et ZHANG J.-m. (1983). — Ordovician-Silurian Boundary Section at Beigong of Jingxian, Anhui Province. *Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries* pp. 123-129, 1 fig., pl. I-III. Nanjing.
- LI J.-j. (1984). — Graptolites across the Ordovician-Silurian boundary from Jingxian, Anhui. *Strat. and Palaeont. of System. Boundaries in China. Ordovician-Silurian boundary*, (1), p. 309-370, pl. 1-18. Anhui, Sc. and Techno. Publ. House.
- LIN Y.-k et CHEN X. (1984). — *Glyptograptus persculptus* Zone—the Earliest Silurian Graptolite Zone from Yanzi Gorges, China. in Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, *Stratigraphy and Palaeontology of systemic boundaries in China. Ordovician-Silurian boundary*, 1, pp. 203-232, tabl 1-3, pl. 1-6. Anhui.
- LOYDELL D.K. (1992-1993). — Upper Aeronian and lower Telychian (Llandovery) graptolites from western mid-Wales. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 146 n° 589, Part I, 1992, 147, n° 592, Part II, 1993, pp. 1- 180, fig-texte 1-27, pl. 1-5. London.
- MANCK E. (1923). — Untersilurische Graptolithenarten der Zone 10 des Obersilurs, ferner *Diversograptus* gen. nov. sowie einige neue Arten anderer Gattungen. *Natur* 14, 1923, p. 282-289, fig texte 1-11 Leipzig.

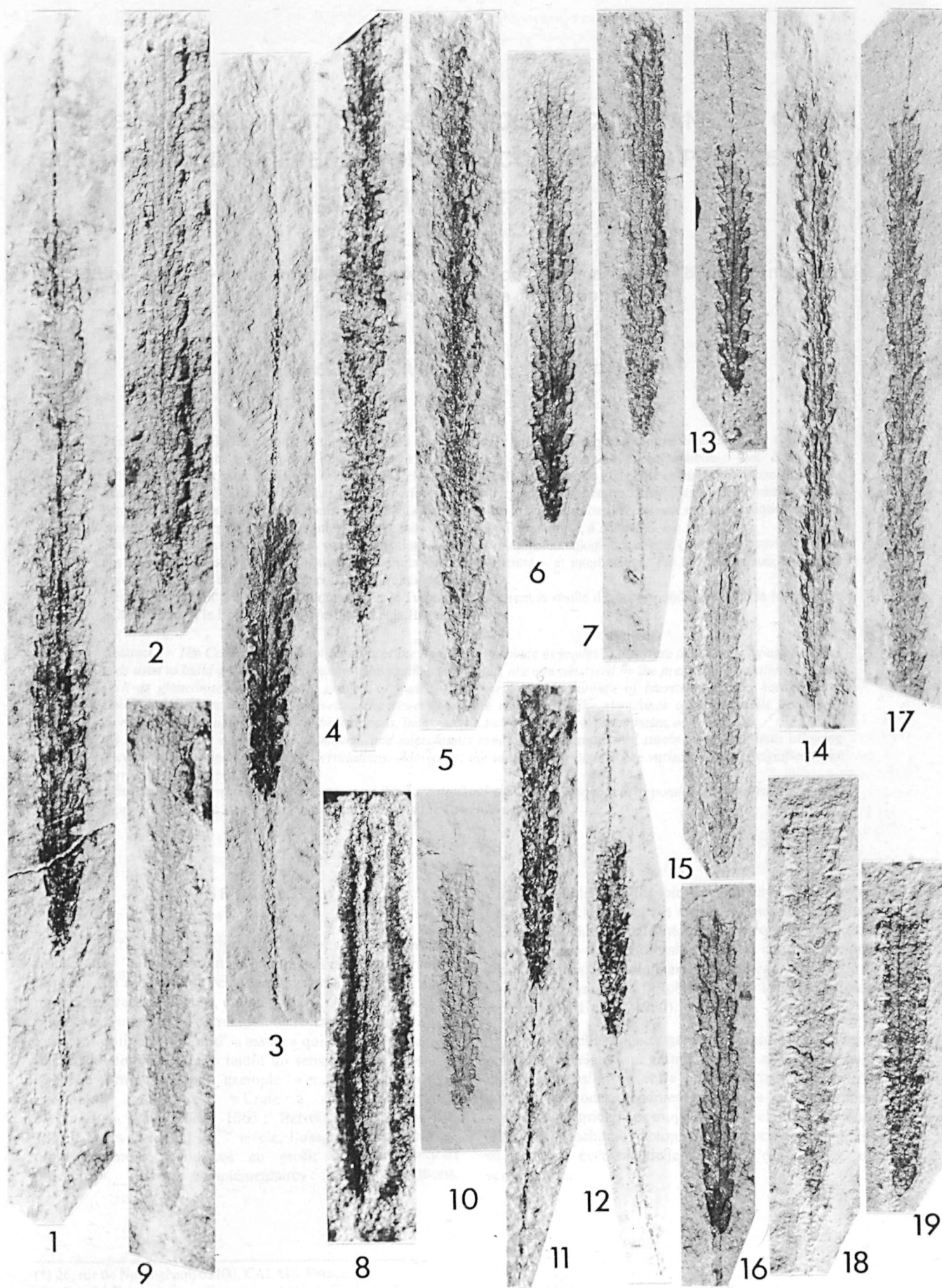
- MELCHIN M.J. (1989). — Llandovery graptolite biostratigraphy and paleobiogeography, Cape Phillips Formation, Canadian Arctic Islands. *Can. J. Earth Sciences*, 26, 1989, pp. 1726-1746, fig. 1-15.
- MELCHIN M.J. (1998). — Morphology and phylogeny of some early Silurian 'diplograptid' genera from Cornwallis Island, Arctic Canada. *Paleontology*, 41, 2, 1998, pp. 263-315, text-fig. 1-8, Pl. 1-7.
- MELCHIN M.J. et MITCHELL C.E. (1991). — Late Ordovician extinction in the Graptoloidea. in BARNES C.R. et WILLIAMS S.H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology, Geol. Survey Canada, Paper*, 90-9, pp. 143-156, fig. 1-7. Ottawa.
- MIKHAYLOVA N.F. (1973). — Graptolity verkhnego Ordovika i nizhnego Silura Kazakhstana in Novoe v Paleontologii sibirii sredney Azii, *A.N. SSSR. Sibirsk otd. Tr. Inst. Geol. i Geofiz. (Novosibirsk)*, 47, pp. 14-18, pl. III-IV.
- MITCHELL C.E. (1986). — Morphometric studies of *Climacograptus* (Hall) and the phylogenetic significance of astogeny in HUGHES C.P. et RICKARDS R.B. (eds.) : *Palaeoecology and Biostratigraphy of Graptolites, Geol. Soc. sp. Publ.*, 20, pp. 119-129, fig. 1-7, tabl. 1-2. Oxford.
- MITCHELL C.E. (1987). — Evolution and phylogenetic classification of the Diplograptacea. *Paleontology*, 30, (2), 1987, pp. 353-405, text-fig. 1-17, tabl. 1-2. Oxford.
- MU E.-z. et NI Y.-n. (1983). — Uppermost Ordovician and lowermost Silurian graptolites from the Xainza area of Xizang (Tibet) with discussion on the Ordovician-Silurian boundary. *Palaeontologica Cathayana*, 1, p. 155-179, fig. 1-4, Pl. 1-4.
- MU E.-z., ZHU Z.-l., LIN Y.-k., WU H.-j. (1983). — Ordovician-Silurian boundary of Yichang, Hubei. *Papers for the symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries, Nanjing, China*. Nanjing Inst. Geol. and Palaeont. Academia Sinica, pp. 94-106, fig. 1-2, Pl. I-IV. Nanjing.
- MÜNCH A. (1952). — Die Graptolithen aus dem Anstehenden Gotlandium Deutschlands und der Tschechoslowakei. *Geologica*, 7, pp. 1-157, pl. 1-62. Berlin.
- NI Y.-n. (1978). — Lower Silurian Graptolites from Yichang, Western Hubei. *Acta Palaeontologica Sinica*, 17, (4), 1978, pp. 387-416, fig. 1-7, tabl. I-II, Pl. I-IV. Nanjing.
- NYSSSEN R., COLLIN J.J., GAUTIER J et TOUREL Y. (1959). — Mission de reconnaissance dans le bassin d'In Guezzam, Bordure Nord de l'Air (Mission Octobre-Décembre 1958) *Rapport S.N. REPAL*, 1959, p. A-B; 1-47, et annexes, Pl. 1-17, Logs IG IV-X. Alger.
- OBUT A.M. (1949). — Polevoi atlas rukovodyashchikh graptolitov verkhnenego silura Kirgizskoy S.S.R. *Akad. Nauk S.S.S.R., Kirgiz Filial, Geologicheskii Institut Frunze*, 1949, pp. 1-56, Pl. I-VII. Frunze.
- OBUT A.M. (1964). — Tip Hemichordata in Orlov Yu A. (ed) *Osnovy paleontologii : Echinodermata, Hemicordata, Pogonophora i Chaetognata*, p. 277-337, fig-texte 1-76, Pl. I-X, Nedra Press, Moscou.
- OBUT A.M. et R.F. SOBOLEVSKAYA R.F. (1964). — Graptolity ordovika Taimyra. *Akad. Nauk S.S.S.R., Sibir. Otdel., Inst. Geol. i Geofiz., Nauchno.-issledov., Inst. Geol. Arktiki*, p. 1-86, Pl. I-XVI. Moskva.
- OBUT A.M. et SOBOLEVSKAYA R.F. (1966). — Graptolity ranнего silura v Kazakhstane. *Akad. Nauk S.S.S.R., Sibir. Otdel., Inst. Geol. i Geofiz., Nauchno.-issledov., Inst. Geol. Arktiki*, p. 1-56, Fig 1-32, tabl., pl. 1-8. Moskva.
- P •IBYL A. (1951). — Revision of the Diplograptidae and Glossograptidae of the Ordovician of Bohemia. *Acad. Tchèque Sci. Bull. International*, 50, (1), 1949, pp. 1-51, Texte-fig 1-2, 2 tabl., Pl. I-V. Prague.
- RENAULT Ph. (1953). — Sur la stratigraphie et la tectonique des Tassilis du Sud (Tassili-N-Ahaggar), dans la région d'In Guezzam (Sahara Méridional). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 237, 1953, p. 1737-1738. Paris.
- RICKARDS R.B. (1970). — The Llandovery (Silurian) graptolites of the Howgill Fells, Northern England. *Palaeontographical Society Monograph*, 123, n°524, pp. 1-108, texte-fig. 1-18, Pl. 1-8. London.
- RICKARDS R.B., HUTT J.E. et BERRY W.B.N. (1977). — Evolution of the Silurian and Devonian graptoloids. *Bull. Br. Mus. nat. Hist., (Geol.)*, 28, (1), pp. 1-120, fig. 1-55, Pl. 1-5. London.
- RICKARDS R.B. et RIVA J. (1981). — *Glyptograptus ? persculptus* (Salter), its tectonic deformation, and its stratigraphic significance for the Carys Mills Formation of N.E. Maine, U.S.A. *Geological Journal*, 16, 1981 pp. 219-235, fig. 1-11, tabl. 1-2.
- RIVA J.F. et KETNER K.B. (1989). — Ordovician graptolites from the northern Sierra de Cobachi, Sonora, Mexico. *Trans. Royal Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, 80, 1989, pp. 71-90, fig. 11-12. Edinburgh.
- RIVA J. (1988). — Graptolites at and below the Ordovician-Silurian boundary on Anticosti Island, Canada. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 43, 1988, pp. 221-237, fig. 1-6.
- SALTER J.W. (1865). — in HUXLEY T.H. et ETHERIDGE R.A. (eds) *A catalogue of the collection of fossils in the Museum of Practical Geology London*, 381 pp.
- SALTER J.W. (1866). — Appendix, On the fossils of North Wales in RAMSAY A.C., *The geology of North Wales. Mem. Geol. Surv. Great Britain*, 3, pp. 240-280, fig. 1-19, Pl. 1-26. London.
- SALTER J.W. (1878). — Catalogue of the collection of Cambrian and Silurian fossils in the Museum of Practical Geology London.
- SCHAUER M. (1971). — Biostratigraphie und Taxonomie der Graptolithen des tieferen Silurs unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Deformation. *Freib. Forschungsheft.*, C 273, 1971, pp. 1-185, fig. 1-35, pl. 1-45. Leipzig.
- SENNIKOV N.V. (1978). — O nakhodke graptolitov zony persculptus na Gornom Altae in REPINA L.N. et TESAKOV Yu (eds) *Novoe v stratigrafii i paleontologii nizhnego paleozoya sredny sibiru. Akad. Nauk S.S.S.R. Siber. Otdel. Inst. Geol. i Geof.* pp. 141-143, 1 fig. Novosibirsk.
- STEIN V. (1965). — Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Silur des Frankenwaldes. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 121, (2), 1965, pp. 111-200, Fig. 1-26, Tabl 1-16, Pl. 14-15. Stuttgart.
- ŠTORCH P. et LOYDELL D.K. (1996). — The Hirnantian graptolites *Normalograptus persculptus* and '*Glyptograptus*' *bohemicus* : Stratigraphical consequences of their synonymy. *Paleontology*, 39, (4), 1996, p. 869-881, fig. texte 1-61, 1 tabl.
- ŠTORCH P. et SERPAGLI E. (1993). — Lower Silurian Graptolites from Southwestern Sardinia. *Bollettino. Soc. Paleont. Italiana*. 32, (1), pp. 3-57, fig. texte 1-16, pl 1-10. Modène.
- STRACHAN I. (1969). — A redescription of W. Carruthers' type graptolites. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 17, (4), pp. 183-206, figs. 1-8, Pls. 1-5. Oxford.
- STRACHAN I. (1971). — A synoptic supplement to "A monograph of British graptolites by Miss G.L. Elles et Miss E.M.R. Wood". *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 125, n° 529, p. 1-130, 1 fig.-text.
- TOGHILL P. (1970). — Highest Ordovician (Hartfell Shales) graptolite faunas from the Moffat area, South Scotland. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 19, (1), pp. 1-26, figs. 1-4, Pls. 1-16. Oxford.

- VANDENBERG A.H.M., RICKARDS R.B. et HOLLOWAY D.J. (1984). — The Ordovician-Silurian boundary at Darraweit Guim, central Victoria. *Alcheringa*, 8, pp. 1-22, fig. 1-13.
- WANG X.-f. (1987). — Lower Silurian graptolite zonation in the eastern Yangzi (Yangtze) Gorges, China. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 35, pp. 231-243, 1 fig., tabl. 1-2, pl. 1-3.
- WANG X.-f., ZENG Q.-l., ZHOU T.-m., NI S.-z., XU G.-h., SUN Q.-y., LI Z.-h., XIANG L.-w et LAI C.-g. (1983 a). — Latest Ordovician and earliest Silurian faunas from the eastern Yangtze Gorges, China with comments on the Ordovician-Silurian boundary (en chinois avec résumé en anglais). *Bull. Yichang Inst. Geol. Min. Ressources*, 6, pp. 95-182, fig 1-8, pl. 1-18. Beijing.
- WATERLOT G. (1945). — Les graptolites du Maroc, 1ère partie ; généralités sur les Graptolites. *Notes et mémoires Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 63, 1945, pp. 1-112, figs. 1-482. Rabat.
- WATERLOT G. (1953). — Classe des Graptolites in PIVETEAU J. (ed.), *Traité de Paléontologie*, III, pp. 968-997, figs. 1-102. Masson & Cie, Paris.
- WILLEFERT S. (1963 b). — Les Graptolites du Silurien inférieur du jbel Eguer-Iguiguna (SW d'Ito, anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central). *Notes et Mémoires du Service Géologique, Maroc*, 177, pp. 1-74, fig. 1-86, tabl. pl 1-3. Rabat.
- WILLIAMS S.H. (1982 a). — Upper Ordovician graptolites from the top Lower Hartfell Shale Formation (*D. clingani* and *P. linearis* zones) near Moffat, southern Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edimburgh Earth Sciences*, 72, (1981), pp. 229-255, figs 1-15.
- WILLIAMS S.H. (1982 b). — The late Ordovician graptolite fauna of the Anceps Bands at Dob's Linn, southern Scotland. *Geol. et Palaeontol.*, 16, pp. 29-56, Figs 1-14, Pls 1-4. Marburg.
- WILLIAMS S.H. (1983). — The Ordovician-Silurian boundary graptolite fauna of Dob's Linn, southern Scotland. *Palaeontology*, 26, (3), pp. 605-639, Fig.-texte 1-11, Pl 66. Oxford.
- WILLIAMS S.H. (1987). — Upper Ordovician graptolites from the *D. complanatus* Zone of the Moffat and Girvan districts and their significance for correlation. *Scott. J. Geol.*, 23, (1), pp. 65-92, figs 1-8.
- ZALASIEWICZ J. et TUNNICLIFF S. (1994). — Uppermost Ordovician to Lower Silurian Graptolite biostratigraphy of the Wye Valley, central Wales. *Palaeontology*, 37, (3), 1994, pp. 695-720, fig. texte 1-10.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE XII(*)

- Fig. 1-8. — *N. (Normalograptus) inazaouae* nov. sp.
1 : 2258 a₈; 2 : 2258 a₁₅; 3 : 2258 a₁₆ (Holotype); 4 : 2258 a₂₃; 5 : 2258 a₂₆. Affleurement isolé de la région d'In Azaoua. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal. 6 : 34952 g₁; 7 : 34956 c₁. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable. 8 : 34913 b₅. Coupe In Azaoua Ouest. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.
- Fig. 9. — *N. (Normalograptus) aff. inazaouae* nov. sp.
34956 a₁. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable.
- Fig. 10. — *N. (Normalograptus) normalis ajjeri* (LEGRAND).
2258 e₉. Affleurement isolé de la région d'In Azaoua. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.
- Fig. 11-12. — *N. (Normalograptus) targuii* nov. sp.
11 : 236 a₂ (Holotype); 12 : 236 a₃. Affleurement isolé de la région d'Efei Mazerta. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable n4c2, Ashgillien terminal.
- Fig. 13-16. — *N. (Normalograptus) chudeaui* nov. sp.
13 : 34952 b₁₂ (Holotype); 14 : 34952 b₃; 15 : 34954 b₁; 16 : 34952 h₂. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable.
- Fig. 17. — *N. (Normalograptus) aff. chudeaui* nov. sp.
34952 c₁. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable.
- Fig. 18-19. — *Neodiplograptus* sp.
18 Spécimen 34952 a₁; 19 Spécimen 34952 a₂. Coupe In Azaoua Nord. Formation des argiles de Tedjert, partie inférieure. Association indéterminée, zone non définie, ? sous-étage régional probable g1a2, Llandovérien inférieur probable.

(*) Tous les spécimens X 5



EVENEMENTS SEDIMENTAIRES ET BIO-ECOLOGIQUES DANS LES CRAIES DU BOULONNAIS : DES REPERES POUR DES CORRELATIONS PRECISES INTRA-ET INTER BASSINS

Litho- and bio-ecoevents in the chalks of the Boulonnais as marker beds for intra – and interbasinal accurate correlations

par Francis AMEDRO (*) et Francis ROBASZYNSKI (**)

Résumé. — Les falaises cénomano-turonienues du Cap Blanc-Nez sont d'abord prises comme exemples pour illustrer les divers types de niveaux-repères pouvant servir à construire une stratigraphie événementielle. Les événements sédimentaires sont caractérisés par la présence d'éléments particuliers comme la glauconie et les graviers phosphatés ou quartzeux, ou par l'existence de bancs crayeux perforés, de hardgrounds, de structures lamellaires ou de niveaux marneux bentonitiques. Les bio-écoévénements sont révélés par l'abondance de macrofossiles souvent monospécifiques dans les familles de brachiopodes, d'inocérames et autres lamellibranches, d'ammonites, d'échinides, etc.

Tous les événements sont étalonnés sur des zonations macro- et micropaléontologiques et sont considérés comme formant des lignes-temps isochrones permettant des corrélations précises intra – et interbassins. Par ailleurs, la succession des divers événements est significative pour les corrélations.

Des exemples sont pris dans le Cénomaniens et le Turonien et montrent la réalité des correspondances entre la Normandie, le Kent, l'Aube, le Boulonnais, la Westphalie et la Basse-Saxe.

Abstract. — *The Cenomanian-Turonian cliffs of the Boulonnais provide examples to illustrate the various types of marker beds used to build an event stratigraphy. The sedimentary events are characterised by the presence of peculiar elements such as glauconite or phosphatic gravels or quartz sands, or by the occurrence of burrowed chalks, hardgrounds, lamellar structures or bentonite levels. The bio-ecoevents are revealed by the abundance of macrofossils, commonly monospecific, including families of brachiopods, inoceramids and other bivalves, ammonites, echinids, etc.*

All the events are calibrated with macro- and microfossils zones and are considered isochronous time-lines allowing accurate intra – and interbasinal correlations. Moreover, the succession in time of the various events is significant for correlations.

Examples are taken in the Cenomanian and the Turonian and show the reality of correspondences between Normandy, Kent, the Aube, the Boulonnais, the Westphalia and the Lower Saxony.

I. — INTRODUCTION

Les corrélations stratigraphiques dans les craies sont restées très longtemps un exercice difficile, aux résultats imprécis, en raison de la relative monotonie des faciès : craie marneuse, craie noduleuse, craie à silex ... Au 19^{ème} siècle, les premières tentatives de corrélation dans les craies du bassin de Paris ont utilisé la notion d' « assise » qui liait la lithologie et le contenu fossilifère avec tantôt un sens de zone, tantôt un sens de formation, par exemple « craie glauconieuse à *Ammonites laticlavus* », « Craie à silex à *Micraster breviporus* » ... (Hébert, 1863 ; Barrois, 1878 ; Gosselet, 1881). Vers la fin du 20^{ème} siècle, l'usage des assises a été progressivement abandonné au profit de deux notions différentes, mais complémentaires : les formations,

cartographiables, et les biozones macro- ou micropaléontologiques. C'est dans cet esprit qu'ont été construites les premières échelles paléontologiques parallélisées associant macro-, micro- et nannofossiles dans les craies cénomaniennes à santoniennes du Boulonnais (Amédéo *et al.*, 1978 a, 1978 b ; Amédéo, Manivit & Robaszynski, 1979 ; Robaszynski, Amédéo coord. *et al.*, 1980).

Si les échelles zonales gardent aujourd'hui tout leur intérêt pour des corrélations à grande distance au sein de bassins de grande dimension ou entre provinces fauniques différentes, d'autres méthodes, apparues depuis une quinzaine d'années, sont venues enrichir les moyens de corrélations, comme entre autres la géochimie isotopique, la cyclostratigraphie et la stratigraphie événementielle qui fait l'objet de la présente contribution.

(*) 26, rue de Nottingham, 62100 CALAIS, France.

(**) Faculté Polytechnique, Département Mines-Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 MONS, Belgique. Francis.Robaszynski@fpm.ac.be.

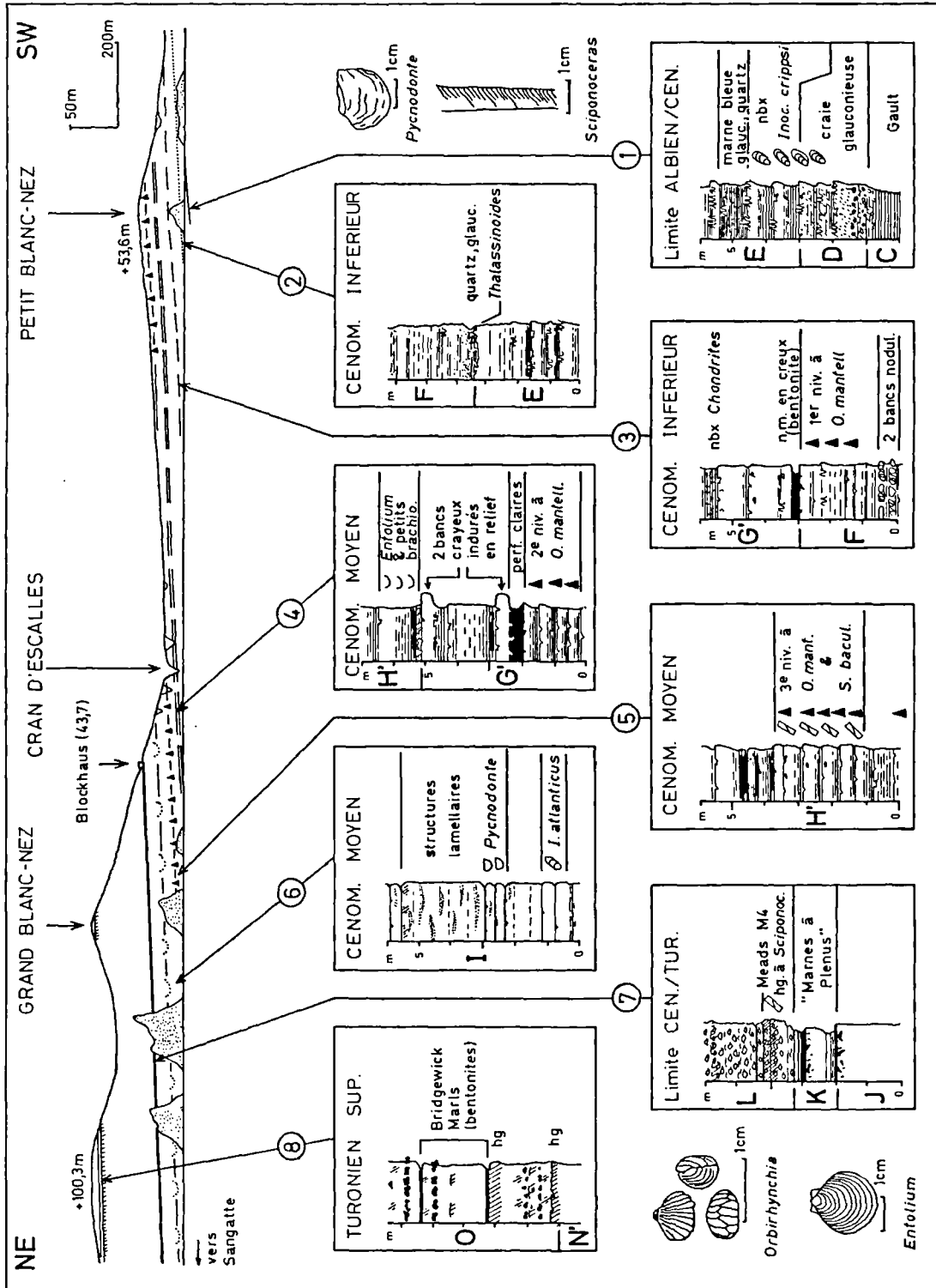


Fig. 1. — Détails des principaux niveaux-repères (événements à caractère sédimentaire ou bio-écologique) visibles dans les crates du Cénomanien et du Turonien entre les caps Petit et Grand Blanc-Nez (Boulonnais).

Fig. 1. — The main marker beds (litho. bio- or eco-events) of the Cenomanian-Turonian chalks between Petit and Grand Blanc-Nez capes.

II. — LA STRATIGRAPHIE EVENEMENTIELLE : CONCEPTS ET HISTORIQUE.

La stratigraphie événementielle repose sur deux observations. La première est qu'il existe dans les suites stratigraphiques des niveaux-repères caractérisés soit par une particularité lithologique, minéralogique ou sédimentologique (niveaux marneux sombres, bentonites, bancs crayeux indurés, hardgrounds ...), soit par l'abondance d'un macrofossile (horizons riches en inocérames, en petits brachiopodes, en huîtres ...). La seconde est que ces événements sédimentaires ou bio-écologiques sont dans la plupart des cas identifiables dans des coupes parfois éloignées de plusieurs centaines de kilomètres les unes des autres, parfois situées dans des bassins sédimentaires différents.

De tels niveaux-repères sont considérés comme les témoins d'événements isochrones pour autant qu'ils soient liés à des phénomènes de grande extension géographique ou globaux. Dans de nombreux cas, il s'agit de changements rapides de hauteur relative du niveau marin, c'est-à-dire d'événements eustatiques dont certains peuvent être accompagnés par une anoxie. Dans d'autres cas, des éruptions volcaniques à caractère explosif entraînent le dépôt de cendres très fines à l'origine d'horizons de bentonites. Enfin, des variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité et précession des équinoxes) suivent des cycles respectivement d'environ 100.000, 40.000 et 20.000 ans et induisent le développement de rythmes marqués par une alternance de niveaux marneux et de bancs crayeux corrélables sur de grandes distances.

Tous ces événements définissent des lignes-temps très fines en regard des zones macro – ou micropaléontologiques classiques, beaucoup plus longues, et permettent un repérage précis dans les successions sédimentaires comme celles des craies du bassin anglo-parisien. La stratigraphie événementielle apparaît dans ce sens comme un outil de corrélation complémentaire à celui de la biostratigraphie « classique ».

C'est dans une note peu connue publiée dans les Annales de la Société géologique du Nord qu'a été proposée pour la première fois en 1920 par Briquet une méthodologie très proche de la stratigraphie événementielle. Ayant pressenti que les niveaux marneux et les hardgrounds constituaient d'excellents repères sur le terrain, Briquet postule qu'il s'agit d'événements isochrones entre des coupes situées dans un cadre régional et propose une corrélation des craies du Turonien supérieur et du Coniacien dans le Nord de la France. Ce n'est qu'une soixantaine d'années plus tard, en Allemagne, que la stratigraphie événementielle est véritablement formalisée par Ernst, Schmid et Seibertz (Ernst *et al.*, 1983). Les apports nouveaux relativement aux concepts de Briquet concernent la dénomination des principaux niveaux-repères lithologiques et sédimentologiques et, surtout, la mise en évidence d'événements biologiques ou écologiques (« bio, éco-événements ») caractérisés par l'abondance de fossiles souvent monospécifiques dans des lits peu épais.

La stratigraphie événementielle est adoptée depuis une vingtaine d'années par les auteurs anglo-saxons dans les craies du Nord-Ouest de l'Allemagne (Ernst *et al.*, 1983 ; 1996 ; Kaplan, 1998 ; Lehmann, 1999) comme dans celles du Sud-Est de l'Angleterre (Mortimore, 1983, 1986 ; Robinson, 1986 ; Gale, 1989, 1995, 1996). Dans le bassin de Paris, des

corrélations utilisant plusieurs niveaux-repères ont été entreprises dans les craies allant du Turonien au Campanien (Pomerol *et al.*, 1987 ; Mortimore & Pomerol, 1987, 1996). Dans le Boulonnais, l'identification de nombreux niveaux-repères a été réalisée dans les craies du Cénomanien inférieur et moyen *pro parte* par Amédéo (1993) : leur continuité de part et d'autre du Pas de Calais a servi à situer avec précision l'avancement des tunneliers dans la couche de « Craie bleue » imperméable lors du creusement du tunnel sous la Manche (Amédéo, 1994). Dans une étape récente, l'inventaire des niveaux-repères présents dans les craies du Boulonnais a été complété jusqu'à la limite supérieure du Santonien (Amédéo & Robaszynski, 1990, sous presse a et b) tandis qu'une comparaison engagée parallèlement avec le département de l'Aube vient de révéler que l'extension géographique de la plupart des événements s'étend à une large bande centrale du bassin anglo-parisien orientée NW-SE (Amédéo *et al.*, 1994, 1997 ; Amédéo & Robaszynski, 1999 ; Vanderaveroet *et al.*, 2000). Cette aire est celle où l'enregistrement sédimentaire est le plus épais dans le bassin (Debrand-Passard coord., 1980).

La stratigraphie événementielle peut aussi s'appliquer sur les marges du bassin anglo-parisien, là où les séries sont réduites ou partiellement condensées. Sa réalité peut se manifester à plus grande échelle dans la majeure partie du Nord-Ouest de l'Europe (Ernst *et al.*, 1996 ; Amédéo & Robaszynski, sous presse a) et jusque dans les faciès crayeux d'Ukraine et de Crimée (Gale *et al.*, 1999).

III. — LES CRAIES DU CAP BLANC-NEZ : UNE ILLUSTRATION DES DIFFERENTS TYPES D'EVENEMENTS SEDIMENTAIRES ET BIO- ECOLOGIQUES.

Une façon d'illustrer les différents types d'événements identifiés dans les craies du Boulonnais est d'effectuer une visite aux falaises du Cap Blanc-Nez, en partant du Petit Blanc-Nez et en se dirigeant vers le Grand Blanc-Nez. Plusieurs arrêts, détaillés dans la figure 1, sont l'occasion d'appréhender les principaux événements sédimentaires et bio-écologiques présents dans la succession. Dans chaque cartouche de la figure 1, la position des portions de coupe est repérée par rapport à la suite des ensembles lithologiques définis par Amédéo *et al.* (1976) et indexés par des lettres majuscules.

Arrêt 1 : la limite Albien-Cénomanien au pied du Petit Blanc-Nez.

En prenant un peu de recul sur l'estran en face du Petit Blanc-Nez, on marche sur les premiers bancs crayeux du Cénomanien, transgressifs sur les argiles à faciès Gault de l'Albien. Les 5m inférieurs de la succession montrent la superposition de 3 niveaux-repères, du bas vers le haut :

une craie glauconieuse ou ensemble D (2 m), franchement verte, bioturbée, un peu quartzreuse à la base où elle renferme de nombreux petits galets phosphatés. Suivant le terme régional utilisé dans le Nord de la France pour désigner les niveaux de base glauconieux et conglomératiques du Crétacé, il s'agit d'un « Tourtia ». Cet événement sédimentaire est interprété comme la base d'un Intervalle transgressif (IT) suivant les concepts de la stratigraphie séquentielle ;

un banc à nombreux *Inoceramus crippsi* (Mantell) situé à cheval sur la craie glauconieuse de l'ensemble D et sur la craie de l'ensemble E qui lui succède ;

un niveau métrique de marnes bleues, finement piqueté de glauconie et de grains de phosphate. Il s'agit de la limite inférieure d'un nouvel Intervalle Transgressif (IT).

Sur les trois événements décrits ici, les deux premiers sont des événements sédimentaires d'origine eustatique, tandis que le dernier est de nature écologique.

Arrêt 2 : le Cénomaniens inférieur à 100 m au Nord-Est du Petit Blanc-Nez (la limite entre les ensembles lithologiques E et F).

A 2 m de hauteur, un niveau-repère décimétrique gris foncé apparaît légèrement en retrait dans la falaise. De près, on découvre une marne sableuse finement piquetée de glauconie et de pyrite inframillimétrique bien cristallisée. La teneur en grains de quartz détritiques atteint 20% et des graviers phosphatés, noirs, souvent angulaires, épars, sont présents ainsi que de petites huîtres. La base du lit pénètre par terriers (*Thalassinoides*) le sommet de l'ensemble E. Sous l'effet de la bioturbation intense, la limite supérieure de l'ensemble E paraît constituée de « nodules » crayeux centimétriques blancs enrobés dans la marne, ce qui la rend facilement repérable en falaise. Il s'agit d'une surface de transgression (ST) à partir de laquelle commence un nouvel Intervalle Transgressif (IT).

Arrêt 3 : le Cénomaniens inférieur à mi-chemin entre le Petit Blanc-Nez et le Cran d'Escalles (la limite entre les ensembles F et G').

La base de l'ensemble G' coïncide avec un niveau-repère marneux presque noir, de 0,20 m d'épaisseur, nettement en retrait dans la falaise. Lorsque l'on se trouve sur la plage à marée basse, cette ligne de marne sombre constitue un excellent repère visuel. La minéralogie des argiles révèle que ce litho-événement est probablement une bentonite (travaux en cours avec J.-F. Deconinck). Le niveau marneux a été suivi à travers le détroit du Pas de Calais dans les sondages carottés réalisés à l'occasion de travaux de creusement du tunnel sous la Manche (Amédéo, 1994). Il est également connu dans les falaises de Folkestone (Gale, 1989) et nul doute que son extension géographique puisse être plus vaste.

Environ 2,50 m plus bas, deux bancs crayeux décimétriques, gris clair, cohérents, en relief dans la falaise, remplis d'éponges et bioturbés présentent un aspect nodulaire. Il s'agit d'un litho-événement bien caractéristique.

L'intervalle compris entre les deux bancs crayeux nodulaire et le niveau de bentonite correspond à la première période d'abondance d'une petite rhynchonelle à grosses côtes : *Orbirhynchia mantelliana* (d'Orbigny). A la différence des litho-événements qui l'encadrent, cet éco-événement est identifiable uniquement par une observation rapprochée.

Arrêt 4 : la base du Cénomaniens moyen aux environs du Cran d'Escalles (limite entre les ensembles G' et H').

Deux bancs crayeux très clairs, en relief dans la falaise, apparaissent nettement dans la partie inférieure de la falaise immédiatement au Nord de la descente du Cran d'Escalles. Ces bancs crayeux, pluridécimétriques, assez massifs, distants

verticalement d'environ 2 m, surmontent des niveaux de marne plus sombres. Il s'agit d'alternances particulières dans la rythmicité des craies. Ces cycles sont induits par la précession des équinoxes (cycles d'environ 20.000 ans) et résultent des variations des paramètres orbitaux de la Terre (Gräfe, 1999).

Cet événement sédimentaire d'origine cyclostratigraphique est lui-même encadré par trois événements à caractère écologique avec :

en-dessous, un niveau de bioturbations de teinte claire (*Thalassinoides* centimétriques et *Chondrites* millimétriques) et le 2^{ème} niveau riche en *Orbirhynchia mantelliana* ;

au-dessus, un intervalle d'un mètre d'épaisseur renfermant par centaines un petit lamellibranche : *Entolium orbiculare* (Sowerby), des brachiopodes : *Modestella geinitzi* (Schloenbach), *Kingena concinna* (Owen), *Grasirhynchia martini* (Mantell) et un petit coralliaire : *Micrabacia coronula* (Goldfuss).

Le sommet du banc crayeux induré et perforé qui termine l'ensemble G' est considéré comme une surface de transgression (ST). La grande diversité biologique notée immédiatement au-dessus est un élément positif pour y voir le début d'un Intervalle Transgressif (IT).

A noter que la limite entre les ensembles G' et H' permet de différencier la « craie bleue » globalement imperméable, en-dessous (où a été creusé le Tunnel sous la Manche) de la craie grise plus perméable au-dessus. Lors des travaux de creusement du tunnel sous la Manche, la reconnaissance des différents niveaux-repères, c'est-à-dire l'application de la stratigraphie événementielle, a permis de situer partout la limite entre la craie bleue et la craie grise avec une précision de l'ordre de 1 à 5 cm (Amédéo, 1994). Si l'on compare ce résultat aux degrés de résolution obtenus par les méthodes géophysiques : ± 2 à 3 m, ou par l'outil micropaléontologique : $\pm 0,50$ m, l'intérêt de la méthode apparaît à l'évidence.

Arrêt 5 : le Cénomaniens moyen au pied du Grand Blanc-Nez (la partie moyenne de l'ensemble H').

Une suite de six cycles dont les bancs crayeux, plus résistants à l'altération, sont en relief au pied de la falaise sur 2,75 m de hauteur, contiennent le 3^{ème} niveau riche en *Orbirhynchia mantelliana* associés à des centaines d'exemplaires d'une ammonite déroulée : *Sciponoceras baculoides* (Mantell). Cet événement écologique est interprété comme une accentuation du grand épisode transgressif qui commence à la limite craie bleue – craie grise (Robaszynski & Amédéo, 1993 a et b ; Robaszynski *et al.*, 1998). La limite supérieure de ce niveau-repère est une surface d'érosion mise en évidence à travers la majeure partie du détroit du Pas de Calais lors des reconnaissances effectuées pour l'implantation du tracé du tunnel sous la Manche en 1964-1965 (Carter & Destombes, 1972) et nommée « Mid-Cenomanian non sequence » par Hart & Tarling (1974).

Arrêt 6 : le sommet du Cénomaniens moyen au-delà du Grand Blanc-Nez (partie moyenne de l'ensemble I).

Quand on prend du recul sur l'estran face au Grand Blanc-Nez, on distingue nettement au quart inférieur de la falaise, soit à environ 25 m de hauteur, un banc crayeux massif, épais de 3m environ, dans lequel les cycles sont mal individualisés. Ce banc s'abaisse progressivement vers le NE en raison du

pendage et atteint l'éstran lorsqu'on se déplace vers Sangatte. Un examen rapproché montre qu'il s'agit d'une calcarénite blanc-grisâtre à jaunâtre contenant des masses aplaties et lenticulaires de craie sèche, assez grossière (« Laminated structures » de Kennedy, 1967). Ce banc est limité à la base par un groupe de trois niveaux marneux sombres, très apparents, qui correspondent à un horizon riche en petites huîtres du genre *Pycnodonte*. On se trouve ici en présence d'un double événement, à la fois sédimentaire et écologique dont les caractères sont ceux d'un Intervalle Transgressif (IT). Immédiatement au-dessous, un autre éco-événement est caractérisé par le développement d'un intervalle riche en *Inoceramus atlanticus* Heinz sur 1 m d'épaisseur.

Arrêt 7 : la limite Cénomaniens-Turonien (ensemble K équivalent aux Marnes à Plenus et base de l'ensemble L).

Les Marnes à Plenus (= ensemble K ; épaisseur : 2,16 m au Grand Blanc-Nez, se réduisant progressivement à 1,15 m vers la falaise fossile quaternaire de Sangatte) sont très sensibles à l'action des agents atmosphériques. En se délitant, elles apparaissent en creux tout au long de la falaise au NE du Cran d'Escalles. Cet ensemble lithologique est accessible au sommet d'un vaste éboulis à 300 m au Nord du Grand Blanc-Nez. On peut également l'examiner aisément vers Sangatte où le plongement des couches l'amène au pied de la falaise.

Le niveau à *Actinocamax plenus* est en réalité constitué par la superposition de minces lits alternativement marneux et crayeux. La base du niveau est une marne pénétrant par de profonds terriers (*Thalassinoides*) dans le sommet souvent induré de la craie blanc-grisâtre de l'ensemble J sous-jacent. Cette limite est interprétée comme une surface de transgression. D'autres surfaces perforées existent plus haut indiquant que la transgression s'effectue ensuite par pulsations successives (Robaszynski & Amédéo, 1993 a). A noter qu'outre son caractère d'événement sédimentaire d'origine eustatique, le niveau à *Actinocamax plenus* coïncide avec une période hypoxique à anoxique connue mondialement qui entraîne l'extinction de nombreuses macrofaunes et microfaunes (Jarvis *et al.*, 1988).

Si les Marnes à Plenus apparaissent en creux dans la falaise, en revanche 0,75 m et 0,90 m plus haut se trouvent deux hardgrounds superposés, en relief dans la falaise, formés de nodules centimétriques de craie jaunâtre, remplis de petites ammonites déroulées : *Sciponoceras bohemicum anterius* Wright & Kennedy, accompagnés d'*Inoceramus pictus* Sowerby. La limite supérieure des hardgrounds est soulignée par un mince lit marneux gris-verdâtre qui est vraisemblablement l'équivalent du Meads Marl 4 du Sud-Est de l'Angleterre (Mortimore, 1986 ; Gale, 1996). C'est à ce niveau qu'est placée la limite Cénomaniens-Turonien en considérant la disparition de *S. bohemicum anterius* comme critère de limite (Amédéo & Robaszynski, 1999). Les hardgrounds à *Sciponoceras* représentent des arrêts de sédimentation liés à des pulsations transgressives qui font suite à celles décrites dans les Marnes à Plenus.

Arrêt 8 : le Turonien supérieur pars (la limite entre les ensembles N' et O, et la base de l'ensemble O).

La situation perchée des craies turoniennes à la partie supérieure de la falaise du Grand Blanc-Nez les rend inaccessibles sans moyens d'escalade. Pour cette raison, la portion de coupe illustrée ne peut être observée qu'à l'aide de jumelles. Elle constitue l'extrême sommet de la falaise du

Grand Blanc-Nez à l'aplomb du monument du Dover Patrol, mais affleure également à 750 m plus au Nord-Est.

L'intérêt de cette coupe est de montrer, au-dessus de hardgrounds complexes, un faisceau de deux niveaux marneux sombres, décimétriques, très sensibles à l'action des agents atmosphériques et apparaissant en creux. Ces marnes sont des bentonites provenant de l'altération synsédimentaire sous-marine de cendres volcaniques. Cet événement est rattaché à l'activité volcanique liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (Deconinck *et al.*, 1991 ; Vanderaveroet *et al.*, 2000).

Une promenade de quelques heures dans le site grandiose des falaises du Blanc-Nez où la lumière est souvent d'une qualité exceptionnelle permet ainsi de se familiariser avec les concepts de la stratigraphie événementielle et de passer en revue les différents types d'événements à caractère sédimentaire ou bio-écologique utilisés comme outils de corrélation.

IV. — LES EVENEMENTS SEDIMENTAIRES ET BIO-ECOLOGIQUES DANS LES CRAIES CENOMANIENNES ET TURONIENNES DU BOULONNAIS.

La lithologie des craies cénomaniennes et turoniennes du Boulonnais a été décrite en détail à de nombreuses reprises durant les vingt dernières années par Amédéo *et al.* (1976, 1978 a, 1978 b, 1979), Robaszynski & Amédéo coord. *et al.* (1980), Robaszynski & Amédéo (1986), Amédéo (1993, 1994) et Amédéo & Robaszynski (1999, sous presse a et b) et n'est pas reprise ici. La suite des formations créées par Robaszynski & Amédéo coord. *et al.* (1980) est simplement résumée dans la partie gauche de la figure 2 avec, en regard, les principaux caractères qui définissent chacune d'entre elles. Un certain nombre d'ensembles lithologiques indexés par des lettres majuscules divisent également les formations.

Dans la partie droite de la figure 2 sont indiqués tous les niveaux repères actuellement reconnus dans les craies cénomano-turonien des falaises du Cap Blanc-Nez et de la tranchée de chemin de fer de Caffiers. A noter qu'en raison de la similitude des successions de part et d'autre du détroit du Pas de Calais, et conformément au code stratigraphique international (Hedberg, 1976), la règle de priorité a été appliquée à la terminologie. C'est la raison pour laquelle la nomenclature des formations est celle définie dans le Nord de la France par Robaszynski & Amédéo coord. *et al.* (1980), qui a antériorité sur les classifications britanniques (Mortimore, 1983, 1986 ; Robinson, 1986 ; Gale *et al.*, 1987 ; Jenkyns *et al.*, 1994 ; Gale, 1996 ; Bristow *et al.*, 1997 et Gale & Hancock, 1999). En revanche, la dénomination des événements est, dans la plupart des cas, celle créée dans le Sud-Est de l'Angleterre par Mortimore (1983, 1986), complétée par Gale (1996).

Au total, 34 événements sont identifiés à travers les deux étages étudiés, 19 dans le Cénomaniens et 15 dans le Turonien. L'examen de la figure 2 montre une grande diversité des types d'événements dans les craies cénomaniennes avec des événements sédimentaires caractérisés par la présence de grains de quartz et de glauconie, de bancs crayeux indurés, de hardgrounds, de structures lamellaires de craie sèche, de bentonites, et d'événements bio-écologiques révélés par l'abondance de macrofossiles (inocérames, *Orbirhynchia*,

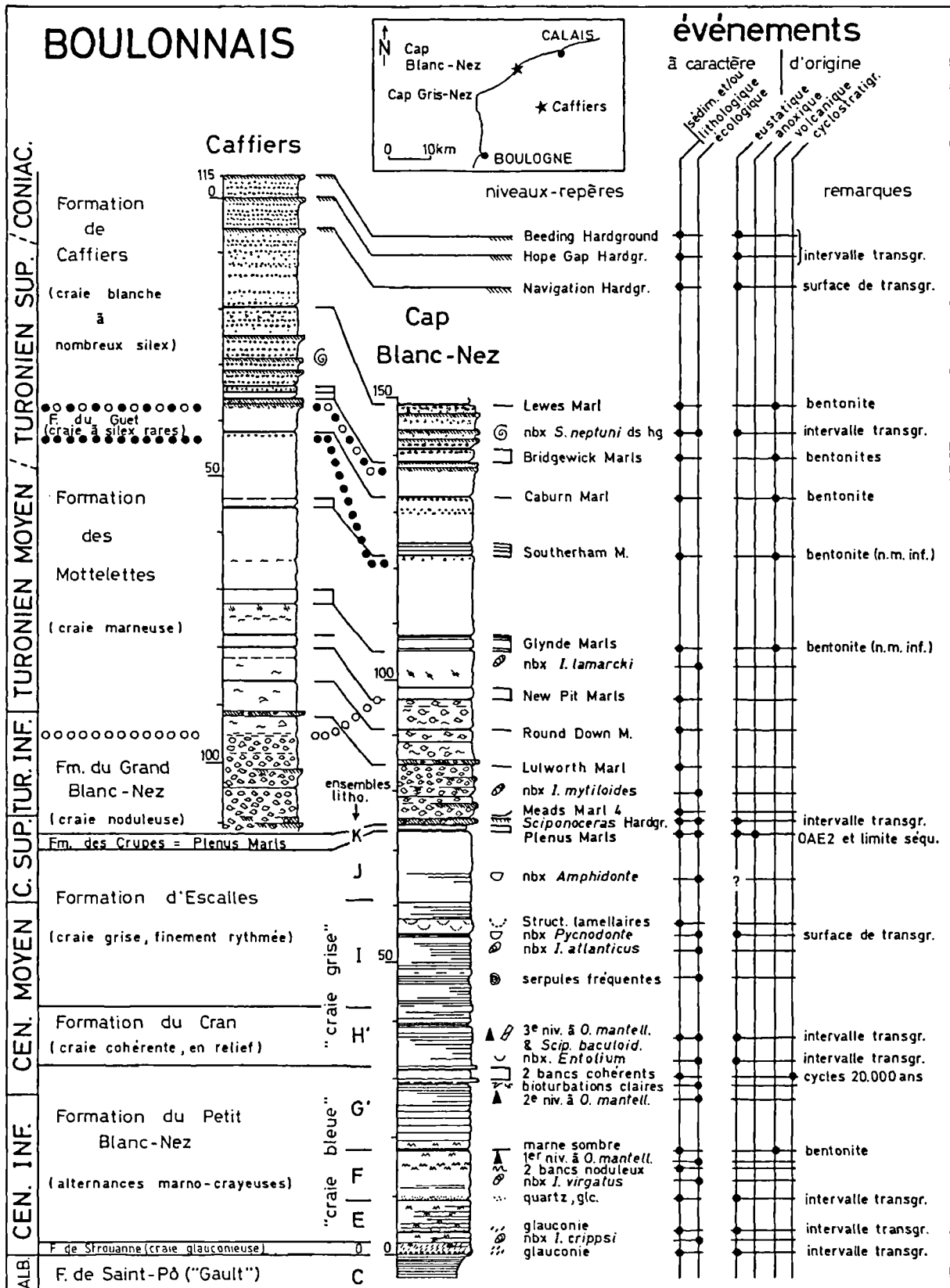


Fig. 2. — Les craies du Cénomaniens et du Turonien du Boulonnais : lithologie, formations et niveaux-repères à caractère événementiel

Fig. 2. — The Cenomanian and Turonian chalks of the Boulonnais : lithology, formations and event marker levels.

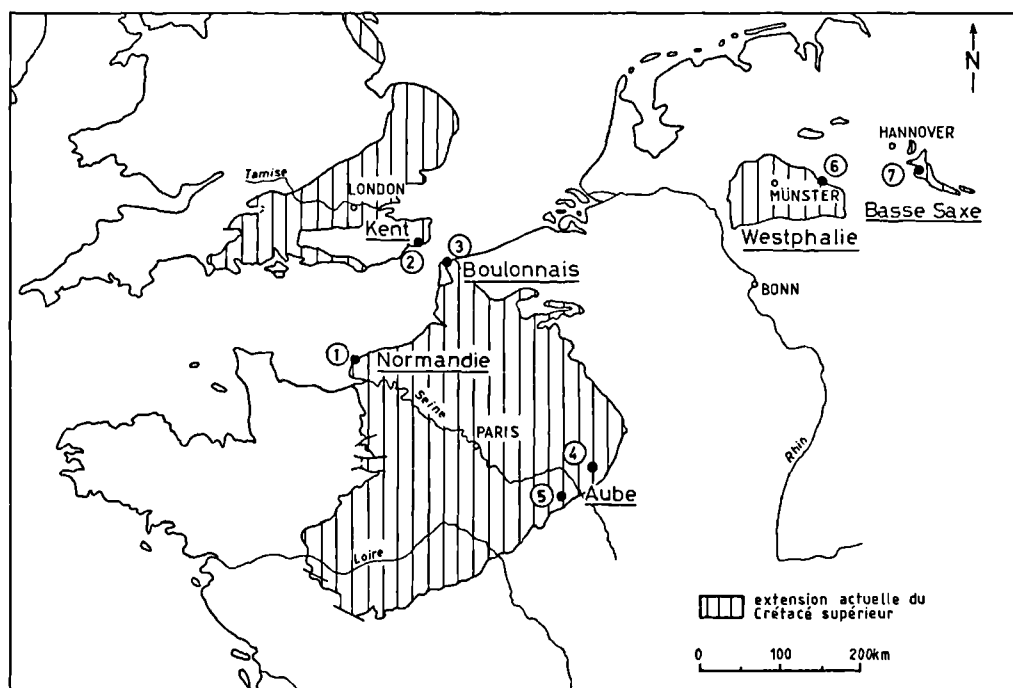


Fig. 3. — Extension géographique actuelle des affleurements du Crétacé supérieur dans le bassin anglo-parisien et dans les bassins du nord de l'Allemagne. 1 : Saint-Jouin – Fécamp ; 2 : Folkestone – Dover ; 3 : Cap Blanc-Nez – Caffiers ; 4 : Montmorency - Beaufort ; 5 : Torvilliers ; 6 : Halle ; 7 : Salzgitter – Salder.

Fig. 3. — Geographical distribution of Upper Cretaceous outcrops in the Anglo-Paris basin and in Northern Germany.

Entolium, *Pycnodonte*, *Amphidonte*, *Sciponoceras*). La moitié au moins de ces événements est d'origine eustatique.

La situation est en revanche différente dans les craies turoniennes où seuls trois éco-événements sont notés : deux bancs à nombreux inocérames et un intervalle riche en ammonites. Les événements sont ici essentiellement des litho-événements avec, dans les 2/3 inférieurs, de nombreux niveaux de bentonites et, dans le 1/3 supérieur, des hardgrounds. Seuls ces derniers sont d'origine eustatique.

Le résultat est la définition de nombreuses lignes-temps très fines qui permettent des corrélations précises intra- et inter-bassins.

V. — LA STRATIGRAPHIE EVENEMENTIELLE : UNE METHODE DE CORRELATION PRECISE INTRA- ET INTER BASSINS.

Les faciès crayeux couvrent l'ensemble du bassin anglo-parisien mais s'étendent également à une grande partie du Nord-Ouest de l'Europe. La figure 3 présente quelques régions du bassin anglo-parisien et de l'Allemagne du Nord dans lesquelles les craies du Cénomaniens et du Turonien ont fait l'objet d'études d'une précision équivalente à celle des coupes publiées dans le Boulonnais.

Dans le bassin anglo-parisien, le Kent, le Boulonnais et l'Aube sont situés dans la bande centrale NW-SE du bassin, là où l'enregistrement sédimentaire est le plus épais et le plus complet. A l'Ouest, la Normandie expose en revanche des séries réduites, souvent condensées. En Allemagne du Nord, la Westphalie et la Basse-Saxe appartiennent à un bassin

sédimentaire différent. Tenter de réaliser des corrélations entre les différentes régions est à ce titre intéressant afin de vérifier si la stratigraphie événementielle peut être appliquée dans un même bassin, y compris sur ses marges, et entre des bassins sédimentaires différents. Deux exemples pris à la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen et dans la partie supérieure du Turonien permettent de tester la méthode.

1) Corrélation à la limite Cénomaniens inférieur – Cénomaniens moyen et dans le Cénomaniens moyen.

Les documents utilisés pour la construction des coupes sont extraits de :

- pour la Normandie : Juignet (1974), Juignet & Kennedy (1976) et Owen (1996) ;
- pour le Kent : Gale (1989), 1990, 1995) et Jenkyns *et al.* (1994) ;
- pour l'Aube : Amédéo *et al.* (1994, 1997), Amédéo & Robaszynski (1999) ;
- pour la Westphalie : Meyer (1990), Kaplan (1992, 1998), Gale (1995), Owen (1996 a, 1996 b), Lehmann (1998, 1999) et Kaplan *et al.* (1998).

La comparaison des coupes est présentée dans la figure 4. Pour chacune d'entre elles, des datations obtenues à l'aide des ammonites permettent de contrôler les corrélations proposées à l'aide de la stratigraphie événementielle. L'examen de la figure montre tout d'abord l'identité des successions dans les falaises situées de part et d'autre du détroit du Pas de Calais, c'est-à-dire entre le Kent et le Boulonnais. Cette similitude se retrouve à 350 km au Sud-Est, dans le département de l'Aube et concerne la bande centrale NW-SE du bassin anglo-parisien. La comparaison est en revanche plus limitée avec la Normandie dans la mesure où de nombreuses discontinuités, des lacunes et une forte condensation oblitérent certaines portions de la succession. Néanmoins, deux niveaux-repères

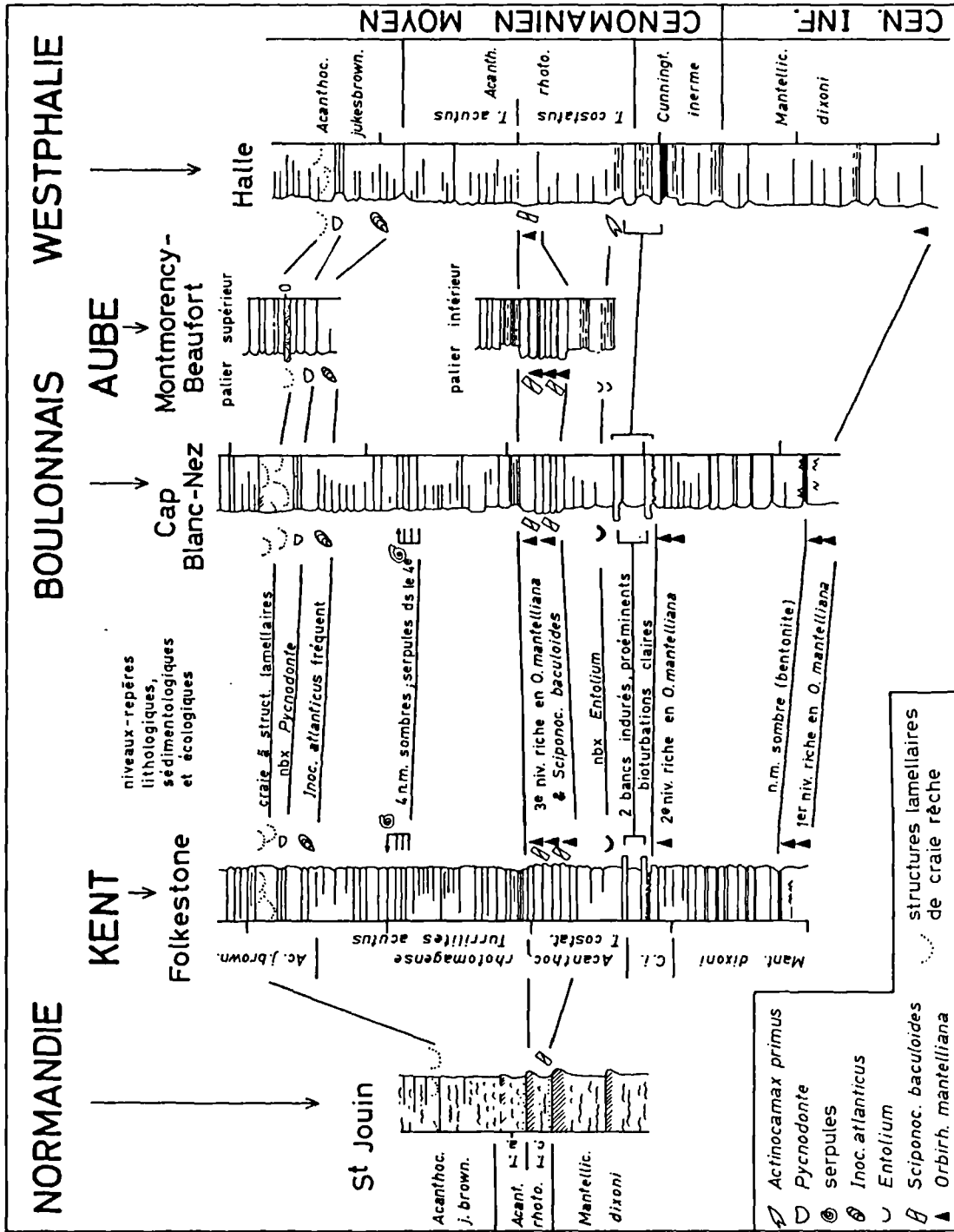


Fig. 4. — Tentative de corrélation des événements lithologiques et biologiques dans les craies du Cénomanien inférieur (pars) et du Cénomanien moyen du bassin anglo-parisien (Normandie, Kent, Boulonnais, Aube) et du Nord de l'Allemagne (Westphalie).

Fig. 4. — Tentative event correlation in the Lower to Middle Cenomanian chalks of the Anglo-Paris basin (Normandy, Kent, Boulonnais, Aube) and of Northern Germany (Westphalia).

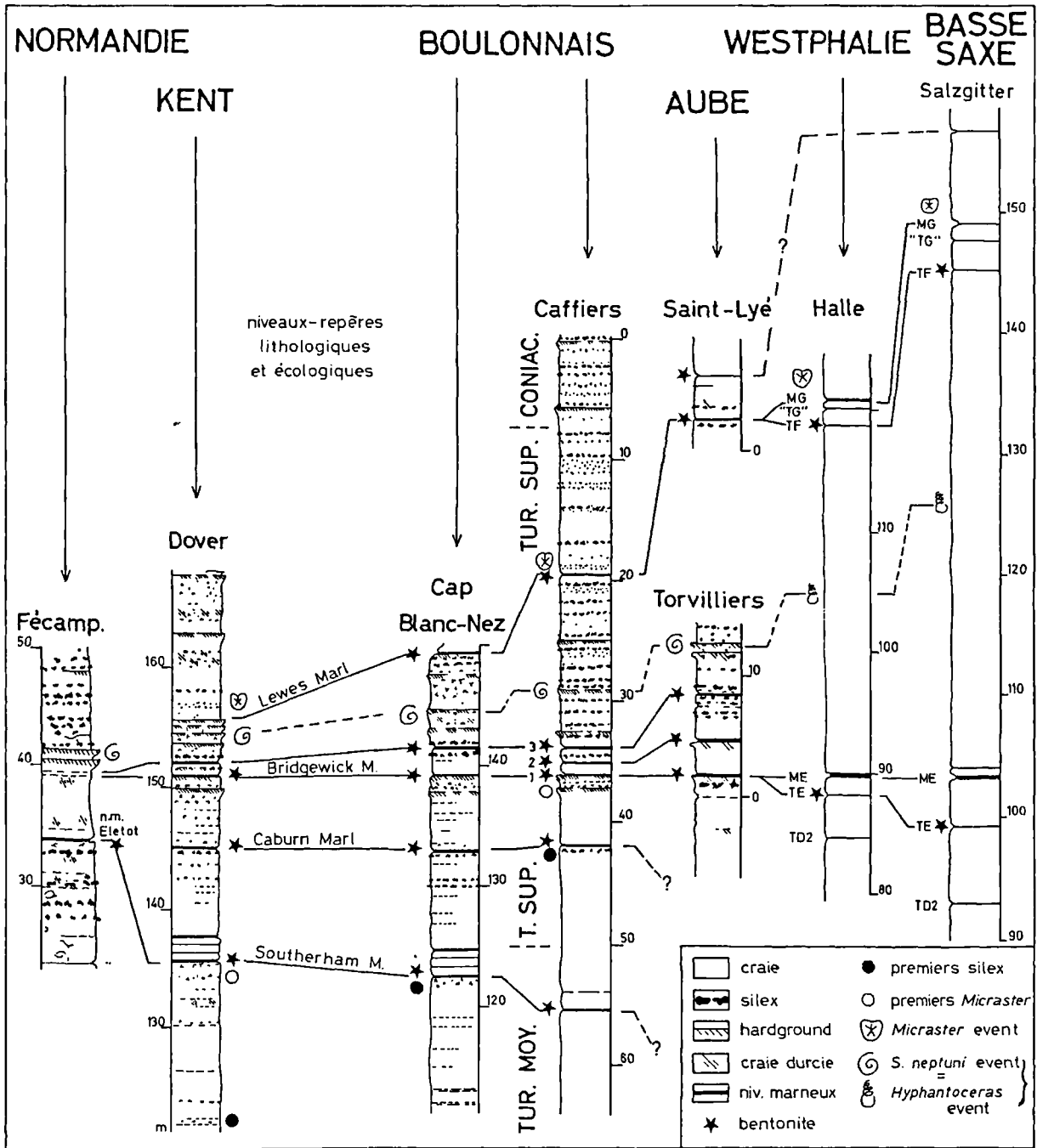


Fig. 5. — Essai de corrélation des événements dans les craies du Turonien supérieur du bassin anglo-parisien (Normandie, Kent, Boulonnais, Aube) et du Nord de l'Allemagne (Westphalie, Basse-Saxe).

Fig. 5. — Tentative event correlation in the Upper Turonian chalks of the Anglo-Paris basin (Normandy, Kent, Boulonnais, Aube) and of Northern Germany (Westphalia, Lower Saxony).

sont communs dans l'intervalle étudié. Toutefois, le fait le plus remarquable est le nombre d'événements communs aux craies cénomaniennes du bassin anglo-parisien et de Westphalie (bassin de Münster). Cette similitude est d'autant plus impressionnante que les deux bassins sont distants de 400 km. L'explication se trouve certainement dans l'origine même des événements qui sont dans la plupart des cas liés à des phénomènes ayant une grande extension géographique

(variations régionales ou globales de hauteur du niveau marin et rythmicités liées aux jeux complexes de cycles orbitaux).

2) Corrélation dans la partie moyenne du Turonien supérieur.

Les travaux régionaux prenant en compte les données suivantes :

pour la Normandie : Mortimore & Pomerol (1987), Quine (1988), Ragot (1989), Juignet (1991), Juignet & Breton (1994) et Breton (1998) ;

pour le Kent : Woodroof (1981), Robinson (1986) ; Gale (1996) et Wray (1999) ;

pour l'Aube : Amédéo *et al.* (1997), Vanderaveroet *et al.* (2000) ;

pour la Westphalie : Kaplan (1991), Kaplan *et al.* (1994) ; Wray *et al.* (1996) ;

pour la Basse-Saxe : Ernst *et al.* (1983), Wood *et al.* (1984), Wray & Wood (1995), Wray *et al.* (1996) et Homa & Wiese (1997).

La comparaison des coupes est présentée dans la figure 5. Comme pour le Cénomaniens, on observe de fortes ressemblances entre les successions sédimentaires du Boulonnais et du Kent avec, en particulier, la continuité entre les deux régions de tous les niveaux marneux (en réalité des niveaux de bentonites servant de marqueurs lithologiques) ainsi que de la plupart des hardgrounds. Mais une réduction d'épaisseur existe entre la France (Caffiers, Cap Blanc-Nez) et l'Angleterre (Dover), qui s'accompagne d'un développement des phénomènes d'induration sous et entre les Bridgewick Marls et sous le Lewes Marl. La conséquence est la diminution du nombre de Bridgewick Marls qui passent de 3 à Caffiers à 2 au Cap Blanc-Nez et à Dover, et la disparition du Lewes Marl à Dover, niveau qui n'est pas enregistré en raison de la condensation. A noter un désaccord sur l'interprétation de Bridgewick Marl 3 entre Wray (1995, 1999) qui le considère comme un simple niveau détritique à Dover et Vanderaveroet *et al.* (2000) pour qui il s'agit d'une bentonite dans le Boulonnais.

Wray (1995, 1999) fonde son avis sur l'absence d'anomalie négative en europium sur le profil de terres rares. Mais les particules de verres volcaniques et les cristaux de zircons observés dans le niveau à Caffiers sont bien caractéristiques d'un niveau volcanique. Il est possible que l'absence d'anomalie en Eu dans le Bridgewick Marl 3 résulte d'un mélange de cendres volcaniques avec le matériel détritique des craies sous-jacentes sous l'influence de la bioturbation.

La corrélation fondée sur l'enregistrement sédimentaire d'événements instantanés à l'échelle géologique des craies du Turonien supérieur de part et d'autre du détroit du Pas de Calais permet de montrer un très net diachronisme régional dans l'apparition des silex et des premiers Micrasters suivant les coupes.

Silex – Les premiers silex sont visibles à Dover 14 m sous les Southerham Marls. Au Cap Blanc-Nez, leur apparition se fait 1 m sous les Southerham Marls. A Caffiers, le premier lit de silex se trouve immédiatement sous le Caburn Marl.

Micrasters – Les premières récoltes sont réalisées à Dover 2 m sous les Southerham Marls et à Caffiers une vingtaine de mètres plus haut, dans les hardgrounds sous-jacents aux Bridgewick Marls. Peut-être faut-il voir là le résultat de l'influence des faciès ou de migrations successives comme le suggérait Stokes (1975). Mais ce décalage fait que l'apparition des Micrasters est à considérer avec beaucoup de prudence si l'on veut pratiquer des corrélations biostratigraphiques.

A une plus grande échelle dans le bassin anglo-parisien, on retrouve dans les coupes partielles visibles dans l'Aube, à 350 km au SE du Boulonnais, tous les niveaux-repères (niveaux marneux et hardgrounds décrits dans les falaises de la Manche). Cette continuité remarquable démontre une unité dans l'histoire sédimentaire de la partie centrale du bassin

anglo-parisien au Turonien supérieur, comme précédemment au Cénomaniens moyen. L'extension géographique des niveaux de bentonites jusque dans l'Aube est également à souligner et révèle que les retombées de cendres volcaniques ont affecté de vastes surfaces de la mer de la craie. A noter enfin l'importance de l'enregistrement sédimentaire dans l'Aube où, par exemple, l'intervalle compris entre les Bridgewick Marls 1 et 3, est trois fois plus élevé que dans le Boulonnais ; tel n'est pas le cas en revanche des marges du bassin comme en Normandie où la succession crayeuse est très condensée. Pourtant, l'usage de la stratigraphie événementielle reste encore possible, deux événements étant bien exprimés dans l'intervalle étudié : vers le haut les hardgrounds à *Subprionocyclus neptuni*, vers le bas la marne Eletot (bentonite, Deconinck *et al.*, 1991) dont la position géométrique au-dessus d'un niveau riche en petits silex digitiformes branchus (bioturbations de *Thalassinoides silicifiées*) et quelques mètres au-dessus du niveau de disparition du foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncaca helvetica* en fait un équivalent du Southerham Marl 1 (Amédéo & Robaszynski, sous presse b).

La corrélation des craies du Turonien supérieur du bassin anglo-parisien avec les successions lithologiques d'Allemagne du Nord visibles en Westphalie (en particulier dans la carrière de Halle) et en Basse-Saxe (carrière de Salzgitter) semble moins claire. Toutefois, l'examen attentif des coupes révèle là aussi un certain nombre d'événements communs.

Tout d'abord l'*Hyphantoceras event* d'Allemagne du Nord (Ernst *et al.*, 1983 ; Kaplan, 1991) est un intervalle peu épais, caractérisé par la présence de nombreuses ammonites incluant *Sciponoceras bohemicum bohemicum* (Fritsch), *Allocioceras angustum* (Sowerby), *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny), *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz), *S. branneri* (Anderson) ... Cette association est typique des hardgrounds à *Subprionocyclus neptuni* du bassin anglo-parisien.

Environ 15 à 20 m au-dessous de l'*Hyphantoceras event*, la marne ME (Mergelage) est un marqueur lithologique majeur dans tout le Nord de l'Allemagne, dont la corrélation avec le Bridgewick Marl 1 du bassin anglo-parisien a été argumentée par Wood *et al.* (1984). La minéralogie des argiles montre cependant qu'il s'agit d'une argile d'origine détritique. Dans la mesure où la marne ME surmonte immédiatement un autre niveau marneux plus fin, indexé TE, qui est une bentonite (Wray & Wood, 1995 ; Wray *et al.*, 1996), il est probable que l'intervalle compris entre les niveaux TE et ME d'Allemagne du Nord corresponde dans sa totalité au Bridgewick Marl 1 du bassin anglo-parisien.

Enfin à 15-20 m au-dessus de l'*Hyphantoceras event*, un faisceau de trois niveaux marneux incluant du bas vers le haut une bentonite (TF) et deux marnes d'origine détritique (« TG » et MG) est corrélé au Lewes Marl. Dans les deux cas, ces marqueurs lithologiques coïncident avec le même événement biologique (*Micraster event* des auteurs allemands), en l'occurrence l'apparition des Micrasters à zones interporifères suturées : *Micraster normanniae* Bucaille/M. *praecursor* Rowe (Homa & Wiese, 1997 ; Amédéo & Robaszynski, sous presse b).

Malgré l'appartenance des coupes à des bassins sédimentaires différents et l'éloignement des aires de sédimentation de 400 km la stratigraphie événementielle s'applique avec succès et se révèle un outil de corrélation très précis.

VI. — CONCLUSION

Au terme de cette présentation, la stratigraphie événementielle permet d'aborder d'une façon nouvelle les corrélations intra- et inter bassins. Les lignes-temps utilisées, très fines en comparaison des zones macro- ou micropaléontologiques classiques beaucoup plus longues, facilitent un repérage précis dans les successions crayeuses du Nord-Ouest de l'Europe. Un tel outil de corrélation présente en outre l'avantage d'être rapide et peu onéreux. Il a trouvé son application lors de la réalisation d'ouvrages à caractère géotechnique comme par exemple le tunnel sous la Manche. La stratigraphie événementielle n'altère en rien l'intérêt de la

biostratigraphie traditionnelle mais en est un complément comme la géochimie isotopique ou la stratigraphie séquentielle. Elle ouvre également des pistes de recherche sur le terrain. Un bon exemple pourrait être la recherche dans le Cénomaniens inférieur d'Allemagne du Nord ou d'autres régions en Europe occidentale voire dans le Western Interior des Etats-Unis du niveau de bentonite identifié au Cap Blanc-Nez à la base de l'ensemble lithologique G' situé dans la zone d'ammonite à *Mantelliceras dixoni* et dont l'extension démontrée dans le Nord de la France et le Sud de l'Angleterre par Amédéo & Robaszynski (sous presse, a) pourrait couvrir un territoire beaucoup plus vaste de façon comparable aux bentonites du Turonien.

BIBLIOGRAPHIE

- AMEDRO F. (1993). — La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas de Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 2^e série, 73-80.
- AMEDRO F. (1994) — Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, 11-44.
- AMEDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY J. (1978 a). — Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, F.). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 15, 2, 3-20.
- AMEDRO F., COLLETE C., FRICOT C. & ROBASZYNSKI F. (1994). — Extension inter-régionale de niveaux-repères dans les craies cénomaniennes du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Aube, Kent). *Bull. Inf. Géol. Bass-Paris*, 31, 2, 3-8.
- AMEDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. et SORNAY J. (1978 b). — Echelles biostratigraphiques dans le Cénomaniens du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Geol. Médit.*, 5, 5-18.
- AMEDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS C. & ROBASZYNSKI F. (1976). — Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien à Sénonien. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3, 91-94.
- AMEDRO F., MANIVIT H. & ROBASZYNSKI F. (1979). — Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 287-305, 2 pls.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI (1999). — Les craies cénomaniennes du Boulonnais (France). Comparaison avec l'Aube (F) et le Kent (UK). *Géologie France*, 2, 33-53, 2 pls.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (sous presse a). Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Extension géographique de niveaux-repères du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (sous presse b). — Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*.
- AMEDRO F., ROBASZYNSKI F., COLLETE C. & FRICOT C. (1997). — Les craies du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais : des événements litho- et biosédimentaires communs. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 2^{ème} série, 189-197.
- BARROIS Ch. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 227-487.
- BRETON G. (1998). — Excursions géologiques sur le littoral entre le Havre et Fécamp (Normandie, France). *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 85, 1, 40 p., 4 pls.
- BRIQUET A. (1920). — Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 44, 1-11.
- BRISTOW R., MORTIMORE R. & WOOD C. (1997). — Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proc. Geol. Ass.*, 108, 293-315.
- CARTER D.J. & DESTOMBES J.-P. (1972). — Stratigraphie du Cénomaniens du Déroit du Pas de Calais. *Mém. B.R.G.M.*, n° 79, Colloque Géol. Manche, 117-121, 1 fig.
- DEBRAND-PASSARD S. coord. (1980). — Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. 2, atlas. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 102, 54 pls.
- DECONINCK J.-F., AMEDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P. & ROBASZYNSKI F. (1991). — Niveaux-repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, 2, 897-903.
- ERNST G., SCHMID F., & SEIBERTZ E. (1983). — Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10, 531-554.
- ERNST G., NIEBUHR B., WIESE F. & WILMSEN M. (1996). — Facies development, Basin dynamics, Event Correlation and Sedimentary cycles in the Upper Cretaceous of Selected Areas of Germany and Spain Göttinger. *Arb. Geol. Paläont.*, 3, 87-100.
- GALE A.S. (1989). — Field Meeting at Folkestone Warren, 29th November, 1987. *Proc. Geol. Ass.*, 100, 73-82.
- GALE A.S. (1990). — A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra Nova*, 1, 420-425.
- GALE A.S. (1995). — Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in Western Europe. *Geol. Soc.*, spec. publ., 85, 177-197.
- GALE A.S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. edit., 1996, Sequence Stratigraphy in British Geology., *Geol. Soc.*, spec. publ., 103, 177-195.
- GALE A.S. & HANCOCK J.M. (1999). — «Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England» by Bristow et al. (1997) : discussion. *Proc. Geol. Ass.*, 110, 65-72.
- GALE A.S., WOOD C.J. & BROMLEY R.C. (1987). — The lithostratigraphy and Marker Bed Correlation of the White Chalk (Late Cenomanian-Campanian) in Southern England. *Mesozoic Research*, 1, 107-118.

- GALE A.S., YOUNG J.R., SHACKLETON N.J., CROWHURST S.J. & WRAY D.S. (1999). Orbital tuning of Cenomanian marly chalk successions: towards a Milankovitch time-scale for the Late Cretaceous. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1, 357, 1815-1829.
- GOSSELET J. (1881). — Esquisse géologique du Nord de la France. Terrains secondaires – Lille, 169-278, pls. 8-15.
- GRAFE K.U. (1999). — Foraminiferal evidence for Cenomanian sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Boulonnais (Paris Basin, northern France). *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 153, 41-70.
- HART M. B. & TARLING D. H. (1974). — Cenomanian palaeogeography in the north Atlantic and possible mid-Cenomanian eustatic movements and their implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 15, 95-108.
- HEBERT E. (1863). — Note sur la craie blanche et la craie marneuse dans le bassin de Paris, et sur la division de ce dernier étage en quatre assises. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 20, 605-631.
- HEDBERG H.G. (1976). — International guide. J. Wiley and Sons, London, 200 pp.
- HORNA F. & WIESE F. (1997). — Stratigraphy of a Middle-Upper Turonian succession at the abandoned Hoppenstedt Limestone Quarry (northern Germany) and its correlation to adjacent areas. — *Freiberger Forschungsheft*, 468, 171-192.
- JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988). — Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9, 3-103.
- JENKYN H. C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994). — Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131, 1-34.
- JUIGNET P. (1974). — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse Univ. Caen, 810 pp., 28 pls.
- JUIGNET P. (1991). — Les craies du littoral du Pays de Caux. Structures sédimentaires et tectoniques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 28, 46-58.
- JUIGNET P. & BRETON G. (1994). — Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatiques dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France). Expression et signification des rythmes de la Craie. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, 55-81.
- JUIGNET P. & KENNEDY W. J. (1976). — Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 63, 2, 193 pp., 34 pls.
- KAPLAN U. (1991). — Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland). Teil 2: Turon und Coniac im Steinbrück des Kalkwerks Foerth, Halle, Westfalen. *Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld Umg.*, 32, 125-159.
- KAPLAN U. (1992). — Die Oberkreide – Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen. *Geol. Paläont. Westf.*, 21, 7-37.
- KAPLAN U. (1998). — Zur Stratigraphie der Tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW – Deutschland). Teil 4: Neue stratigraphische Ergebnisse zum Cenoman des Raumes Halle (Westfalen). *Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld Umg.*, 39, 43-69.
- KAPLAN U., KENNEDY W.J., LEHMANN J. & MARCINOWSKI R. (1998). — Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Westfälischen Cenoman. *Geol. Paläont. Westf.*, 51, 236 pp., 36 pls.
- KAPLAN U., WOOD C.J. & WRAY D.S. (1994). — Zur Stratigraphie und Korrelation des Soester Grünsandes, Ober-Turon, Westfalen. *Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld Umg.*, 35, 59-78.
- KENNEDY W.J. (1967). — Burrows and surface traces from the Lower Chalk of southern England. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 15, 125-167, 9 pls.
- LEHMANN J. (1998). — Systematic palaeontology of the ammonites of the Cenomanian – Lower Turonian (Upper Cretaceous) of northern Westphalia, North Germany. *Tübinger Geowiss. Arbeiten*, 37, 58 pp., 5 pls.
- LEHMANN J. (1999). — Integrated stratigraphy and palaeoenvironment of the Cenomanian-Lower Turonian (Upper Cretaceous) of Northern Westphalia, North Germany. *Facies*, 40, 25-70.
- MEYER T. (1990). — Biostratigraphische Sedimentologische Untersuchungen in der Planer Fazies des Cenoman von Nordwestdeutschland. *Mitt. Geol. Inst. Hannover*, 30, 114 pp.
- MORTIMORE R.N. (1983). — The stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern Province of England. *Zitteliana*, 10, 27-41.
- MORTIMORE R.N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 97-139.
- MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1987). — Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 97-143.
- MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1996). — A revision of Turonian litho- and biostratigraphy in the Anglo-Paris Basin. *Mitt. Geol. – Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 77, 423-441.
- OWEN D. (1996a). — Sequence stratigraphic correlation in the Cenomanian of Western Europe. Ph. D. Univ. London, 151 pp.
- OWEN D. (1996b). — Interbasinal correlation of the Cenomanian stage; testing the lateral continuity of sequence boundaries. *Geol. Soc., spec. publ.*, 104, 269-293.
- POMEROL B., BAILEY H.W., MONCIARDINI C. & MORTIMORE R.N. (1987). — Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Lewes and Seaford Chalks: A link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian-Senonian boundary. *Cretaceous Research*, 8, 289-304.
- QUINE M. (1988). — Sedimentology of the chalk of coastal Haute Normandie, France. Ph. D. Univ. London, 375 pp., 51 pls.
- RAGOT J. (1989). — La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 76, 139 pp., 2 pls.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, 97, 171-208.
- ROBASZYNSKI, F. & AMEDRO F. (1993 a). — Les falaises crétacées du Boulonnais: la coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 2 (2^{ème} série), 31-44.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1993 b). — Cycles et séquences dans le Crétacé du Boulonnais. 4^{ème} Congrès Français sédim.. *Livre des excursions*, Publications ASF, 20, 125-170.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. (coord.), FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, 195-321, 20 pls.

- ROBASZYNSKI F., GALE A., JUIGNET P., AMEDRO F. & HARDENBOL J. (1998). — Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous series of the Anglo-Paris Basin : exemplified by the Cenomanian stage. *SEPM Spec. public.*, n° 60, 363-386.
- ROBINSON N.D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England, *Proc. Geol. Ass.*, 97, 141-170.
- STOKES R.B. (1975). — Royaumes et provinces fauniques du Crétacé établis sur la base d'une étude systématique du genre *Micraster*. *Mém. Mus. nat. Hist. nat., Paris*, C, 31, 94 pp., 12 pls.
- VANDERAVEROET P., AMEDRO F., COLLETE C., DECONINCK J.-F., RECOURT P. & ROBASYNSKI F. (2000). — Caractérisation et extension de niveaux-repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, 22,3,457-469.
- WOOD C.J., ERNST G. & RASEMANN G. (1984). — The Turonian-Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas : the Salzgitter – Salder Quarry as a proposed international standard section. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, 225-238.
- WOODROOF P.B. (1981). — Faunal and stratigraphic studies in the Turonian of the Anglo-Paris Basin. Ph. D., Oxford Univ., 354 pp.
- WRAY D.S. (1995). — Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany. A rare-earth element study. *Chemical geology*, 119, 161-173.
- WRAY D.S. (1999). — Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geol. Mag.*, 136, 361-371.
- WRAY D.S. & GALE A.S. (1993). — Geochemical correlation of marl bands in Turonian chalks of the Anglo-Paris Basin. In HAILWOOD E.A. & KIDD R.B. (eds): High Resolution Stratigraphy. *Geol. Soc.*, spec. publ. n° 70, 211-226.
- WRAY D.S. & WOOD C.J. (1995). — Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony, Germany. *Berliner geowiss-Abh.*, E16, 215-225.
- WRAY D.S., WOOD C.J., ERNST G. & KAPLAN U. (1996). — Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments in northern Germany. *Terra Nova*, 8, 603-610.

ANALYSE DU RESEAU DE THALWEGS COMME MARQUEUR STRUCTURAL APPLICATION AU GISEMENT PHOSPHATE DES OULAD BOU SBAA (HAUT-ATLAS OCCIDENTAL, MAROC)

The drainage network as a structural marker. Application to the Oulad Bou Sbaâ deposit (Western Hight Atlas, Morocco).

par El Hassane BOUMAGGARD(*), Essaid JOURANI(**), Mohamed MCHICHI(***), Roger GRIBOULARD(****),
Naïma HAMOUMI(***) et Lahcen DAOUDI(*)

Résumé. — La présente note expose les résultats d'une analyse morphostructurale du réseau de thalwegs au niveau du gisement phosphaté des Oulad Bou Sbaâ (Haut-Atlas occidental, Maroc). Le cadre morphostructural est appréhendé sur les cartes topographiques au 1/50 000 par des indicateurs géomorphologiques basés sur l'analyse des anisotropies structurales (morphométrie du réseau de thalwegs et drainage anomalique). Les résultats obtenus sont combinés et complétés par des données géologiques des ouvrages de recherche effectués par le Groupe Office Chérifien des Phosphates (OCP), selon une maille de 2 x 2 km² et des observations de terrain. La synthèse des résultats conduit à l'élaboration d'une esquisse morphostructurale du gisement.

Abstract. — *The authors present the results of their researches on structural environments of the phosphatic sedimentary sequences in the Oulad Bou Sbaâ deposit in Western Morocco. The morphostructural analysis of topographic maps permits to evaluate length and orientation of lineaments. The structural signification of these features is interpreted by field observations and analysis of samples from holes drilled by OCP. The accumulation of the phosphatic sequences seems to have been governed by the preexistence of structural directions N20-40E, N90-110E and N150-160E. These direction correspond to the superficial expression of paleozoic discontinuities of the basement.*

I. — INTRODUCTION

L'objectif de cette étude est de mettre en évidence les caractères structuraux majeurs du gisement phosphaté des Oulad Bou Sbaâ. La démarche adoptée repose sur une analyse cartographique du réseau de thalwegs relevé à partir des cartes topographiques à 1/50 000 (feuilles de Khemis de Meskala et Bouabout). Les résultats obtenus sont complétés par une interprétation des données géologiques des forages effectués selon une maille de 2x2 km² par le groupe Office Chérifien des Phosphates (OCP) et par des observations directes sur le terrain.

II. — CADRE GEODYNAMIQUE

Le gisement phosphaté des Oulad Bou Sbaâ (450 km² de surface) occupe la partie Nord-Est du bassin d'Essaouira (fig. 1). marqué par : 1) - une orogénèse hercynienne suivie de la fracturation tardihercynienne ; 2) - une période sédimentaire mésozoïque, du Trias au Crétacé supérieur, avec la mise en

place dès le Maastrichtien des dépôts phosphatés qui s'étendent jusqu'à l'Eocène (Jourani, 1988) ; 3) - une compression N20E intra-Crétacé supérieur suivie d'une phase de compression mineure N110E postérieure à l'Eocène.

III. — APERÇU SEDIMENTOLOGIQUE

A l'instar des gisements phosphatés (Oulad Abdoun, Gantour) situés au Nord du Haut-Atlas (a, fig. 1), la série phosphatée du gisement des Oulad Bou Sbaâ s'étend du Crétacé supérieur (Maastrichtien) jusqu'à l'Eocène moyen (Boujo et Salvan, 1986). Elle repose sur une puissante couverture sédimentaire s'étalant du Trias au Crétacé (Campanien).

1) Le Trias est formé par des niveaux argilo-salifères à intercalations basaltiques et par des grès. 2) Le Jurassique est caractérisé par des faciès marins peu profonds interrompus par des dépôts franchement continentaux. 3) Le Crétacé est essentiellement marin, il présente un éventail de faciès détritiques fins et carbonatés.

(*) Dép. Géologie, FST, BP. 618, Marrakech, Maroc, boumaggard@fstg-marrakech.ac.ma

(**) Groupe Office Chérifien des Phosphates (OCP), Rte d'El Jadida, Casablanca, Maroc.

(***) Dép. Géologie, Université Mohamed V, Av. Ibn Batouta, Rabat, Maroc.

(****) DGO, UMR-CNRS 5805, Université Bordeaux I, Av. des Facultés 33405 Talence, France.

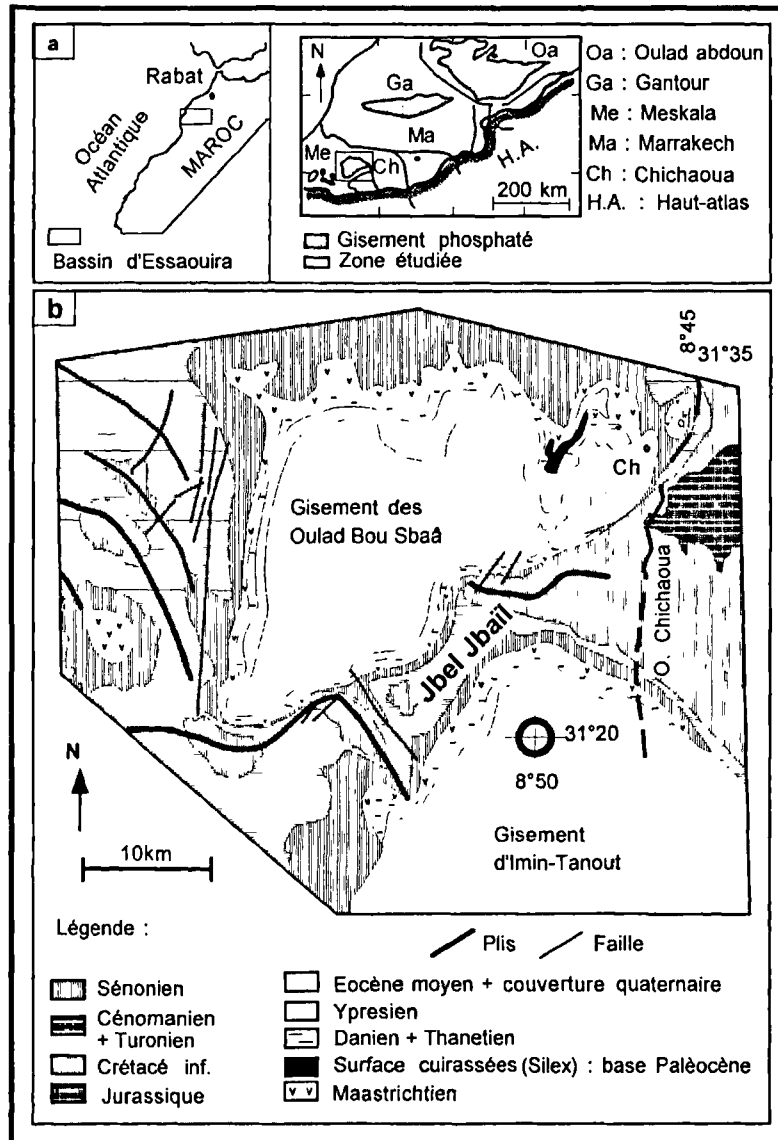


Fig. 1. — Localisation du bassin d'Essaouira et des gisements phosphatés nord-atlasiques, b- Carte géologique du gisement des Oulad Bou Sbaâ (d'après les cartes géologiques à 1/100 000, feuilles Tamanar, Khemis de Meskala et Imin-Tanout).

Fig. 1. — Geographic location of Northern Atlasic phosphatic basins, b- Geological map of the Oulad Bou Sbaâ deposit (from the geological maps : 1/100 000)

Dès le Maastrichtien, s'installe un régime sédimentaire original caractérisé par l'apparition des dépôts phosphatés :

1) le Maastrichtien transgresse le Campanien, il débute par des conglomérats de base et se termine par des marnes siliceuses ; 2) le Danien reposant en concordance sur le Maastrichtien, présente une sédimentation phosphatée avec apparition tout au long de ce dépôt d'épisodes lenticulaires de calcaires phosphatés et de marnes plus ou moins silicifiées passant parfois à des silex ; 3) le Thanétien est formé par des sables phosphatés à la base, des marnes sableuses et des argiles au toit ; 4) l'Ypresien est dominé par des marnes argileuses et/ou siliceuses à niveaux décimétriques de phosphate ; 5) le Lutétien est formé de sables phosphatés à la base et d'une dalle calcaire au sommet "Dalle à Thersités". Le Lutétien est érodé au niveau des Oulad Bou Sbaâ ; il ne couronne que quelques buttes-témoins (Jbel Tilda).

Les dépôts Néogènes-Quaternaires constituent le matériel de comblement formé essentiellement d'un conglomérat polygénique provenant de l'érosion de la série phosphatée suite à des mouvements tectoniques consécutifs à l'orogénèse atlasique.

IV. — METHODES ET RESULTATS

Cette étude repose sur une analyse détaillée du réseau de thalwegs (fig. 2). 322 drains, vallées sèches ou drains morts inclus, s'organisant de l'ordre 1 à l'ordre 5 selon le concept d'ordre hiérarchique de HORTON (1945) ont été relevés sur des cartes topographiques à 1/50 000 (feuilles des Khemis de Meskala et Bouabout). La répartition spatiale des thalwegs est généralement en rapport étroit avec les hétérogénéités du sous-

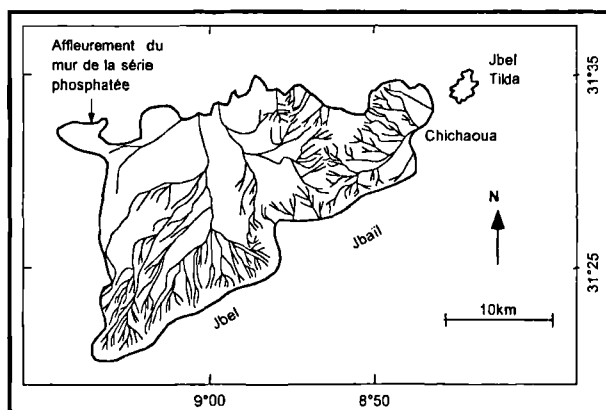


Fig. 2. — Réseau simplifié de thalwegs

Fig. 2. — Valleys Network

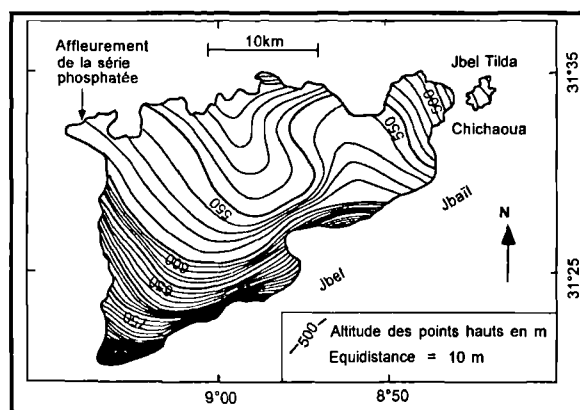


Fig. 3. — Surface enveloppe des points hauts déduite de la topographie réelle selon une maille de 2.5X2.5 km²

Fig. 3. — Envelope surface inferred from topography with the 2X2 km² mesh

sol. Celles-ci correspondent à des anisotropies d'ordre essentiellement structural et/ou sédimentaire. L'analyse détaillée de la répartition de ces anomalies de drainage aboutira ensuite à la détermination d'un schéma structural dont le caractère plausible sera jugé à sa capacité à intégrer l'ensemble des données cartographiques et de terrain (Boumaggard et al., 2000).

1) Anomalies de drainage

La superposition du réseau des thalwegs (fig. 2) aux surfaces enveloppes des points hauts (fig. 3) tracées, selon une maille carrée 2.5X2.5 km², à partir des cartes topographiques permet de mettre en évidence les directions de drainage anormales (a; fig. 4). Celles-ci seraient soumises à l'influence des caractères du substratum. Les directions anormales sont définies selon le principe décrit sur la figure 4b.

Trois familles de directions de drainage anormales principales peuvent être observées sur la rosace des directions (c, fig. 4) :

- une famille formée des directions majeures N20E à N60E avec la prédominance des directions N40-60E ;
- une famille formée des directions majeures N110E à N130E avec des directions N110-120E dominantes ;
- une famille formée principalement des directions N140-150E.

2) Morphométrie

L'étude de la morphométrie du réseau de thalwegs (longueurs des drains d'ordre identiques dans le système de Horton) et des orientations anormales permet de localiser les principales structures enfouies sous la couverture sédimentaire grâce au contrôle qu'exerce la structuration profonde sur l'évolution du réseau de thalwegs (Prud'homme, 1972 ; Gribouard, 1983 ; Zuchiewicz, 1989 ; Deffontaines et al., 1992 ; Collina-Girard et Gribouard, 1990, Collina-Girard et Gribouard, 1993 ; Bracq, 1995 ; Bracq et al., 1996 ; Collina-Girard, 1999). Il apparaît ainsi d'évidentes relations entre fortes valeurs et structures synformes et inversement entre faibles valeurs et structures antifformes. Le changement

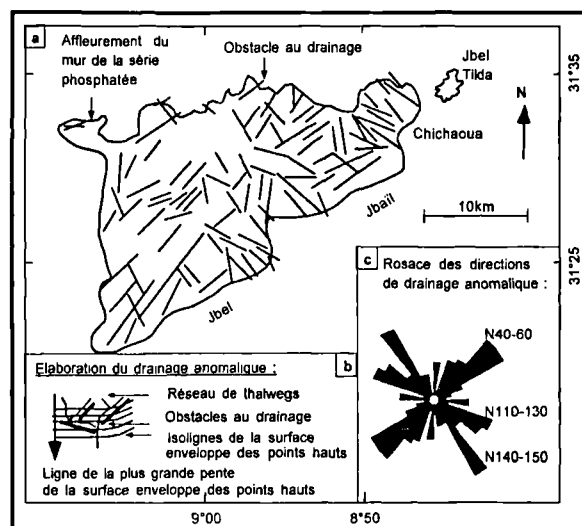


Fig. 4. — Anomalies de drainage, b- Principe de détermination des anomalies de drainage, c- Rosace des directions de drainage anormale

Fig. 4. — Drainage anomalies, b- Drainage anomalies principle, c- Drains anormalic trends

des directions de ces axes est le reflet, en surface, des discontinuités d'origine structurale et/ou sédimentaire. D'autres travaux (Gvin et Filosovov, 1965 ; Collina-Girard et Gribouard, 1990) ont de plus montré les relations qui existent entre la morphométrie d'un ordre donné et la profondeur des structures reconnues. Plus l'ordre est important, plus la structure doit être considérée comme profonde et/ou majeure.

Dans la présente étude, l'analyse morphométrique (a, fig. 5) a été appliquée aux 23 drains d'ordre 3 (b, fig. 5) selon le critère de classement de HORTON (1945). Le schéma interprétatif de la morphométrie du 3ème ordre (a, fig. 5) met en évidence des axes morphométriques (antiformes et synformes) disposés selon deux familles de directions préférentielles. Celles-ci sont reportées sur une rosace (c, fig. 5) :

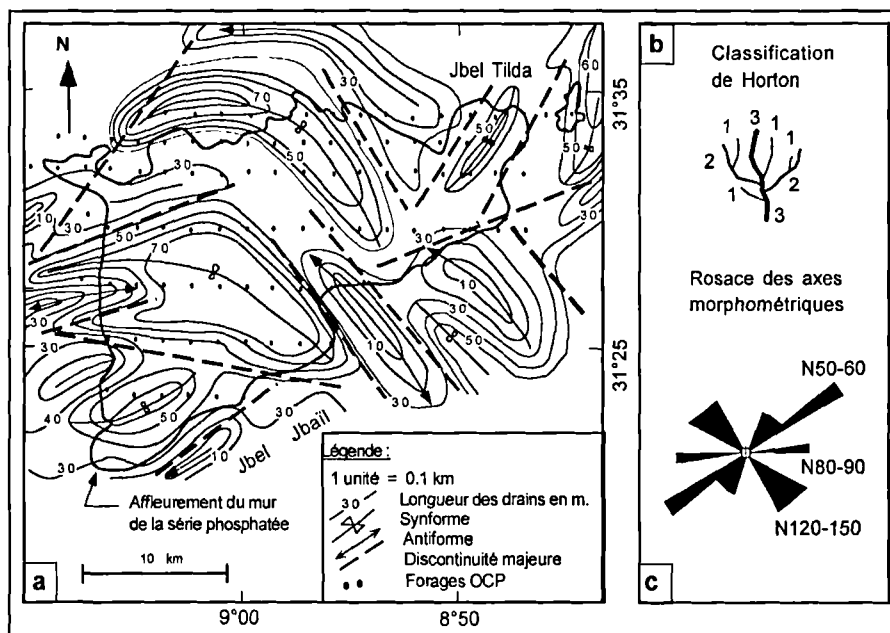


Fig. 5. — a- Eléments structuraux déduits de la morphométrie des drains d'ordre 3 selon la classification de Horton (b), c- Rosace des directions majeures des axes morphométriques

Fig. 5. — a- Morphometry (order 3) after Horton's hierarchical system, b- Morphometric trends

- une famille formée des directions N50-60E que l'on peut assimiler aux directions attribuées, à l'échelle du bassin d'Essaouira, aux plis engendré par le diapirisme d'âge tithonien puis accentués lors de l'orogénèse atlasique.

- une famille formée des directions N120E à N150E qui correspondraient aux directions attribuées, à l'échelle du bassin d'Essaouira, aux structures qui se développent surtout dans la partie méridionale du bassin (axe Essaouira -Imin-Tanout). Amrhar (1995) a défini, dans cette partie, une alternance d'unités monoclinales larges séparées par des zones à forts pendages où apparaissent des structures plissées de directions N80 à N90E et N110 à N150E. Ces structures sont le résultat de la phase compressive majeure N20E produite fin crétacé (Laville et Piqué, 1991).

Une direction secondaire peut être également notée : il s'agit de la direction N80-90E.

3) Discontinuités majeures

Une synthèse des discontinuités majeures (a, fig. 6) déduites de l'étude de la morphométrie des drains du 3^{ème} ordre selon la classification de Horton met en évidence deux familles de directions structurales conjuguées (b, fig. 6) qui semblent affecter le gisement des Oulad Bou Sbaâ :

- une famille formée des directions N20-30E et N40-50E que l'on peut assimiler aux directions attribuées aux failles senestres constituant, à l'échelle du bassin d'Essaouira, le réseau principal d'accidents mis en place dès le début du Crétacé. Cette famille de directions est soulignée, à l'échelle du bassin, par des alignements d'anomalies gravimétriques et magnétiques et retrouvée par la sismique (Mehdi et Bobier, 1999; Boumaggard *et al.*, 1999). Elles pourraient correspondre aux failles normales délimitant des demi-grabens à

effondrement ouest (Amrhar, 1995). Ces failles entraînent une subsidence différentielle qui contrôle les épaisseurs des séries sédimentaires (Leroy *et al.*, 1997, Hafid, 2000). Leur mouvement, au Cénozoïque, est responsable de la montée des séries rouges évaporitiques du Trias tel le Jbel Tidsi (fig. 1).

- une famille formée des directions N100-110E et N150-160E. Les premières correspondraient aux directions attribuées aux failles inverses orientées N80 à N120E. Ces directions se développent davantage dans la partie méridionale du bassin d'Essaouira. Le jeu de ces failles existe depuis le Trias, elles correspondent souvent à une zone fracturée plutôt qu'à une faille unique (Leroy *et al.*, 1997). Les secondes sont à rapprocher des directions attribuées aux failles dextres.

Les données géophysiques (Ruellan et Auzende, 1985; Leroy *et al.*, 1997 ; Boumaggard *et al.*, 1999 ; Boumaggard *et al.*, 2000; Hafid, 2000) montrent que les structures N20-30 à N40-50E et N100-110 à N150-160E, en particulier les failles, sont profondes et en grande partie héritées du socle hercynien.

Les directions structurales déduites à partir de l'analyse de la morphométrie sont en accord avec celles relevées à partir des drains anomaux, ce qui permet de voir dans cette représentation, une image de la structure profonde du substratum, ainsi que les grandes discontinuités qui affectent le gisement des Oulad Bou Sbaâ.

V. — DISCUSSION : TRAITS MORPHOSTRUCTURAUX MAJEURS DU GISEMENT

Les systèmes structuraux reconnus au niveau du gisement des Oulad Bou Sbaâ sont orientés principalement N20-30E, N100-110E et N150-160E. Ils s'intègrent parfaitement dans le

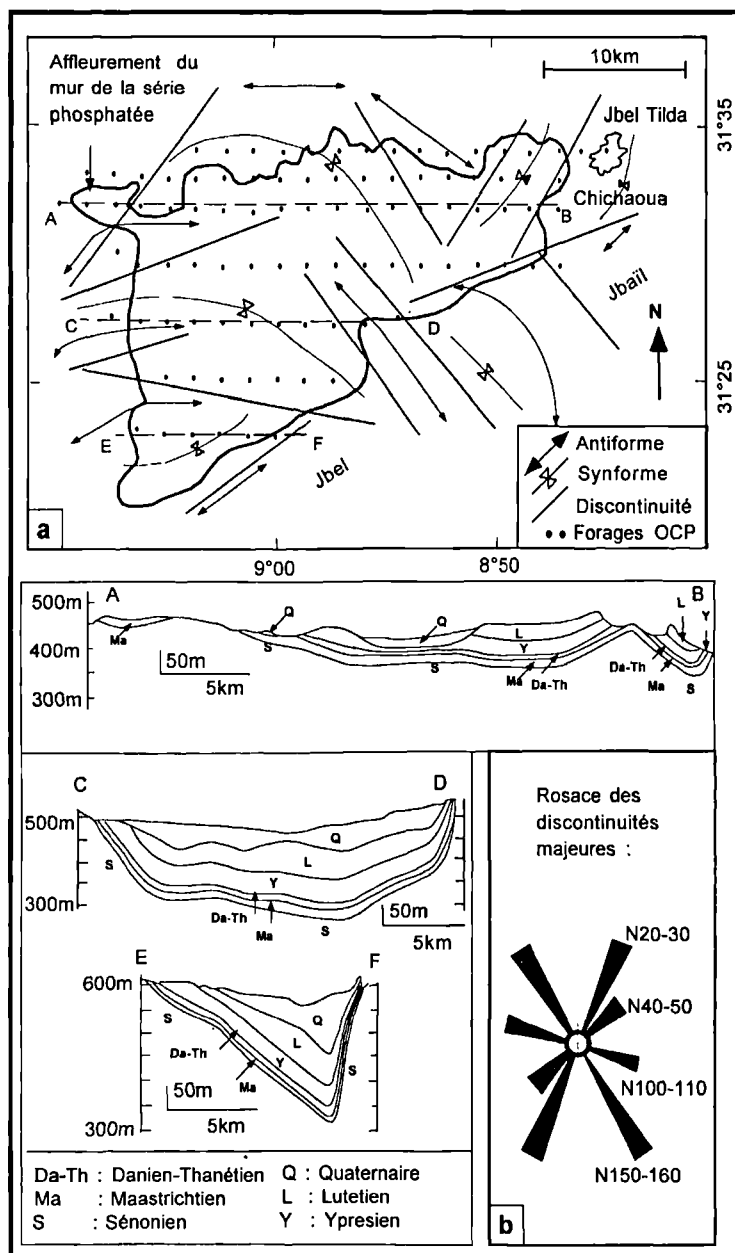


Fig. 6. — a- Esquisse morphostructurale, b- Rosace des discontinuités majeures, AB, CD, EF – Profils transversaux

Fig. 6. — Morphostructural esquisse, b- Discontinuités directions, AB, CD, EF- Sections inferred from the hole drilled by OCP with the 2X2 km² mesh

schéma structural du bassin d'Essaouira puisque leurs directions sont compatibles à celles observées à l'échelle de ce bassin par des études basées sur des données géophysiques et des observations de terrain (Ruellan et Auzende, 1985; Medina, 1995; Amrhar, 1995; Leroy, 1997; Mehdi et Bobier, 1999; Boumaggard *et al.*, 1999).

L'organisation structurale du gisement (fig. 6) révèle la présence de deux zones distinctes : une zone nord-orientale et une zone sud occidentale.

La zone nord-orientale semble présenter une structure formée d'une succession de synformes orientés N20 à N70E séparés par des discontinuités de mêmes directions. Le profil

AB tracé à partir des données de forages confirme la présence d'une structure synclinale à fond légèrement plat avec un pendage faible (<1°). Cette structure est marquée par de légères ondulations (synclinaux peu marqués) se traduisant par une structure franchement plissée à l'Est. Elle est limitée à l'Ouest, à l'Est et au Sud-Ouest par des discontinuités majeures orientées N20 à N60E et N110E (a, b, fig. 6). Dans le secteur situé à l'Ouest-Nord-Ouest de Chichaoua, les drains anomalies (a, fig. 4) sont plutôt orientés N130 à N150E. Ces directions correspondraient à l'expression en surface des structures plus anciennes héritées du socle hercynien.

La zone sud-occidentale est formée d'un vaste synforme orienté globalement N80E à N110E. Le profil CD confirme

l'existence, dans la partie septentrionale de cette zone, d'une structure synclinale symétrique. Dans la partie méridionale, le profil EF montre que celle-ci passe à une demi-cuvette asymétrique formant la terminaison perisynclinale du gisement. Cette structure présente un flanc nord à pente faible (1°), un flanc sud-ouest avec un pendage de 5 à 10° et un flanc sud-est dont le pendage varie de 25 à 30° voire 60 à 85° sur certains affleurements. L'allure de cette cuvette est guidée par des discontinuités N45E et N110E situées respectivement au Sud-Est et au Nord-Est. Les pendages élevés seraient liés à la mise en place de la structure anticlinale du Jbel Jbail.

VI. — CONCLUSION

Les traits morphostructuraux majeurs du gisement phosphaté des Oulad Bou Sbaâ sont définis à partir d'une étude morphostructurale détaillée du réseau de thalwegs relevé sur des cartes topographiques à $1/50\ 000$ et complétés par des données de forages du groupe OCP et des observations de terrain.

Trois familles de directions structurales majeures ont été mises en évidence :

- 1 - une famille formée des directions N20-30 et N40-60E ;
- 2 - une famille formée des directions N100-110 et N140-150E ;
- 3 - une famille formée des directions N150-160E.

Ce sont ces mêmes directions structurales qui ont été reconnues généralement à l'échelle du bassin d'Essaouira par des études ponctuelles basées sur des approches diverses, géophysiques, géologiques et les observations de terrain. La confirmation de l'existence de ces directions structurales au niveau du gisement des Oulad Bou Sbaâ montre l'intérêt de l'analyse morphostructurale, en particulier celle du réseau de thalwegs comme marqueur structural dans l'étude des structures profondes en domaine de bassin.

Remerciements. — Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration scientifique entre la Faculté des Sciences et Techniques -Gueliz, Marrakech et le Groupe Office Chérifien des Phosphates (OCP). Il a également reçu le soutien financier de l'AI n°97 51 STU entre la France et le Maroc.

BIBLIOGRAPHIE

- AMRHAR M. (1995). — Tectonique et inversions géodynamiques post-rift dans le Haut-atlas occidental. Structures, instabilités tectoniques et magmatismes liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-Europe. *Doctorat es-Sciences*, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 252p.
- BOUJO A. et SALVAN H. M. (1986). — Géologie des gîtes minéraux marocains, 2^{ème} édition : Phosphates. *Notes et Mém. Ser. Géol. Mar.* Tome 3, 276, pp. 177-246.
- BOUMAGGARD E.H., GRIBOULARD R., JOURANI E., MCHICHI M. et BOBIER C. (1999). — Importance of tectonic forcing in the accumulation of phosphates in the Essaouira basin (Western Morocco) : relation with salt tectonics. *European Geophysical Society XXIV General Assembly*, The Hague, 19-23 April 1999, poster session in : *New letter*, 70 : 62.
- BOUMAGGARD E.H., JOURANI E., AKRIM D., MASBAHI KH., HAMOUMI N., GRIBOULARD R. et BOBIER C. (2000). — Importance of tectonics heredity in the distribution during maastrichtian of phosphates bearing sedimentary series in the Oulad Bou Sbaâ ore deposits (Western Morocco). *European Geophysical Society XXV General Assembly*, Nice, 24-26 April 2000, poster session in : *Geophysical Research Abstract*, Vol. 2, 25th General Assembly.
- BRACQ P. (1995). — L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux : apports de l'analyse morphostructurale. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 4 (2^{ème} série), pp. 21-29.
- BRACQ P., CRAMPON N., LÉBOULANGER T., HANICH L., MAQSOUUD A. et DZIKOWSKI M. (1996). — Traçage en milieu crayeux fracturé ou karstifié aux Andelys (Eure, France) : Apport de l'analyse morphostructurale. *Hydrogéologie*, n°1, pp. 15-24.
- Cartes géologiques à Echelle $1/100\ 000$. — feuilles Khémis de Meskala, Tamanar et Imin-Tanout. Édition, Serv. Géol. Maroc, Direction de la Géologie.
- Cartes topographiques à Echelle $1/50\ 000$. — feuilles Khémis de Meskala, Bouabout. Édition, Direction de la Conservation Foncière et des Travaux topographiques (Division de la Carte), Rabat.
- COLLINA-GIRRARD J. et GRIBOULARD R. (1990). — La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes de Haute Provence). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. *Géol. Méditerranée*. Tome XVII, 2, pp. 153-171.
- COLLINA-GIRRARD J. et GRIBOULARD R. (1993). — Le réseau de drainage comme marqueur structural : Application au plateau de Valensole (Alpes de Haute Provence). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 53, pp. 65-76.
- COLLINA-GIRARD J. (1999). — Réseaux de vallées et prospection sismiques : relations et implications structurales sur le plateau continental (Marseille, Bouches-du-Rhône, France). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 329, pp. 357-362.
- DEFFONTAINES B., CHOTTIN P., AÏT BRAHIM L. et ROZANOV M. (1992). — Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. *Geologische Rund.* 81, 1, pp. 199-210.
- GRIBOULARD R. (1983). — Analyse morphostructurale de la Méseta côtière septentrionale et du proche plateau continental (Maroc). *Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 33, pp. 25-37.
- GVIN Y. et FILOSOVOV G. (1965). — Using one order valley length maps to predict structures in the northern part of the Volga-Ural petroliferous province. In : DOCLADY of the Ajad. *S.S.S.R., Earth SC. Sect.* 160, pp. 16-18.
- HAFID M. (2000). — Triassic-early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). *Marine and Petr. Geol.*, 17, pp. 409-429.
- HORTON R. (1945). — Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, pp. 275-370.
- JOURANI E. (1988). — Anatomie séquentielle et géochimie des phosphates de Bouabout (Gisement de Meskala, Maroc). *Éléments pour un modèle génétique. Doct. de l'Université de Pau*, Pau, 377 p.
- LAVILLE E. et PIQUE A. (1991). — La distension crustale Atlantique et Atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le jeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 162, pp. 1161-1171.

- LEROY P. (1997). — Les bassins ouest marocains, leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine). *Doctorat es-Sciences*, Université de Brest, Brest, 309p.
- LEROY P., PIQUE A., LE GALL B., AÏT BRAHIM L., MORABET A M. et DEMNATI A. (1997). — Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 637-648.
- MEDINA F. (1995). — Syn-and postrift evolution of the El Jadida-Agadir basin (Morocco) : Constraints for the rifting models of the central Atlantic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, pp. 1273-1291.
- MEHDI KH. et BOBIER C. (1999). — Salt tectonics in the Essaouira Basin and its continental shelf from Cap Hadid to Cap Tafelney, Western Morocco. *European Geophysical Society XXIV General Assembly*, The Hague, 19-23 April 1999, Poster session in : *New letters*, 70, pp. 101.
- PRUD'HOMME R. (1972). — Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine Occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une Méthodologie cartographique interprétative. *Doctorat es Sciences*, Université de Bordeaux I, France, 405 p.
- RUELLAN E. et AUZENDE J.M. (1985). — Structure et évolution du plateau sous-marin de EL Jadida (Mazagan, Ouest Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1 (1), pp. 103-114.
- ZUCHIEWICZ W. (1989). — Selected geomorphic methods applied to neotectonic studies in the northern Carpathians. *Bull. de l'Ass. Fr. Quat.*, 3, pp. 131-136.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

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

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 Saravejo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUROUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal</i>	125,00 F
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	150,00 F
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	300,00 F
Publication N° 26. — T. PLETSCHE, <i>Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (N. Morocco and S. Spain)</i>	125,00 F
Publication N° 27. — E. VENNIN, <i>Architecture sédimentaire des Bioconstructions permo-carbonifères de l'Oural méridional (Russie)</i>	180,00 F
Publication N° 28. — <i>Actes des 1^{ères} journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine géologique</i>	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 8 (2^{me} série), Fascicule 3

parution 2001

	pages
Jacques SANFOURCHE et François BAUDIN. — La genèse des événements anoxiques de la période moyenne du Crétacé. Examen de l'hypothèse du méromictisme océanique	107
Daniel VACHARD et Emmanuel BOUYX. — Nouvelles données sur le Permien du Massif de Bulola, dans le versant méridional de l'Hindou Kouch, en Afghanistan	121
Philippe LEGRAND. — La faune graptolitique de la région d'In Azaoua (Tassili Oua-n-Ahaggar, confins Algéro-Nigériens).....	137
— Francis AMEDRO et Francis ROBASZYNSKI . — Evénements sédimentaires et bio-écologiques dans les Craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra-et inter bassins.....	159
El Hassane BOUMAGGARD, Essaid JOURANI, Mohamed MCHICHI, Roger GRIBOULARD, Naïma HAMOUMI et Lahcen DAOUDI. — Analyse du réseau de thalwegs comme marqueur structural. Application au gisement phosphate des Oulad Bou Sbaa (Haut-Atlas Occidental, Maroc).....	173

© 2001 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed in France)