

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 10 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 2003

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 cotisations et abonnements 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 1/1/2001)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	7,62 €	25,92 € T.T.C.	33,54 €
AUTRES PAYS	Personnes physiques	7,62 €	28,98 € T.T.C.	36,60 €

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 55,60 € H.T. — ÉTRANGER : 64,00 €

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	30,50 € H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	41,20 € H.T.
Tomes XCVI à CV.....	50,30 € H.T.
Tome CVI.....	58,70 € 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)	7,65 € H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	4,40 € 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.).....	7,65 € H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

"Géologie du Nord de la France" (T. LXXXIX, fasc. 1).....	13,00 € H.T.
"Rupture des roches et massifs rocheux" (T. XCV, fasc. 3).....	10,65 € H.T.
"Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale" (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	30,50 € H.T.
"Apports récents à la Géologie du Gondwana" (T. XCVII, fasc. 4).....	23,00 € H.T.
"Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens" (T. XCIX, fasc. 1).....	23,00 € H.T.
"Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières" (T. CII, fasc. 2).....	23,00 € H.T.
"Tectonique cassante en distension et coulissement" (T. CIII, fasc. 2-3).....	38,10 € H.T.
"Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies" (T. CV, fasc. 2).....	19,00 € H.T.
"Paléozoïque supérieur continental" (T. CVI, fasc. 2).....	45,75 € H.T.
"Actualisation de quelques thèmes géologiques" (T. CVI, fasc. 4).....	19,00 € H.T.
"Géologie et aménagement régional" (T. CIX, fasc. 2).....	38,10 € T.T.C.
"Le Nord et son environnement géologique." (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	26,70 € 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 (12,20 €), soit un total de 19,85 €.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (18,30 €), soit un total de 25,95 €.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 10 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 2003

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2003 —

<i>Président</i>	M. J-L. MANSY
<i>Premier Vice-Président</i>	M. N. TRIBOVILLARD
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{lle} D. BRICE
	M. A. BLIECK
<i>Conseillers</i>	M ^{me} Ch. VINCHON
	M. F. AMEDRO
	M ^{me} B. VANVLIET-LANOE
	M. J.F. DECONINCK
	M. O. AVERBUCH
	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Secrétaires</i>	M ^{lle} C. CRONIER
	M. A. GAUTHIER
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 2003 —

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

CONSEIL ÉDITORIAL

— 2003 —

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

FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DU CRETACE MOYEN DE LA HAUTE MOULOUYA (MAROC).

Control factors on clay sedimentation from the middle Cretaceous of the High Moulouya (Morocco)

par Lahcen DAOUDI(*), Brahim IGMOULLAN(*) et Rachid ADIL(**)

Résumé. — Les effets de la diagenèse sur les cortèges argileux de la série du Cénomanien-Turonien du domaine de la Haute Moulouya étant négligeables, l'évolution de ces assemblages dépend principalement de la conjugaison de trois facteurs : tectonique, eustatisme et climat. Les successions argileuses permettent d'individualiser 3 zones minéralogiques. Au niveau de la zone I (infra-cénomanien basal), l'abondance de l'illite et de la kaolinite résulte de l'érosion active de matériaux triasico-jurassiques sous un climat fortement hydrolysant. Au niveau de la zone II (infra-cénomanien sommital), l'illitisation des smectites en conditions de surface est responsable de l'apport accru d'illite et d'interstratifiés. Au niveau de la zone III (Cénomanien supérieur-Turonien), l'enrichissement important en smectites résulte de l'action combinée de l'élévation du niveau de la mer au Cénomanien supérieur et de l'aplanissement des reliefs sous un climat moins humide.

Abstract. — *As the effects of clay diagenesis in Haute Moulouya Cenomanian-Turonian series have to be weak, nature and stratigraphic variations of clay assemblages result mainly from various combination of tectonic, eustasy and climate. The vertical distribution of clays shows 3 mineralogical zones : in the 1st zone (lower infra-cenomanian), the kaolinite and illite abundance suggests the active erosion of Triassic-Jurassic materials, under warm and humid climate. In the 2nd zone (upper infra-cenomanian), the input of illite and illite-smectite mixed layer attributed to the illitisation smectite under wetting and drying conditions. In the 3th zone (upper cenomanian-Turonian), the smectite clay sedimentation is enhanced by a decrease of erosion intensity during the transgressive period of late Cenomanian, under arid climatic conditions.*

I. — CADRE GEOLOGIQUE

La Haute Moulouya forme actuellement une vaste cuvette intra-montagneuse située entre le Moyen Atlas et le Haut Atlas central. Elle est constituée d'un socle paléozoïque qui affleure sous forme de boutonnières au sein d'une couverture méso-cénozoïque assez développée. Le socle paléozoïque comprend le massif granitique de Zeïda-Aouli, les schistes métamorphiques et les amphibolites d'Aouli et de Kerrouchène. La sédimentation mésozoïque dans la Haute Moulouya est étroitement conditionnée par le canevas structural hérité de l'histoire tectonique hercynienne des chaînes atlasiques (Laville *et al.*, 1995). La mobilité de ces accidents atlasiques se manifeste jusque dans la sédimentation néogène et quaternaire (Morel *et al.*, 1993).

La région étudiée (Midelt-Mibladène) correspond à un bloc structural limité par l'accident d'Aouli au Nord et par l'accident Nord Haut atlasique au Sud (fig. 1). Le Crétacé antéturonien repose indifféremment et en discordance angulaire sur un substratum triasique ou jurassique (carte

géologique de Rabat au 1/500.000). Cette série apparemment continue comprend la Formation de Midelt et la Formation d'Amroughzif (Ciszak *et al.*, 1999) (fig. 2).

La Formation de Midelt est subdivisée en trois membres :
1- le membre inférieur constitué par un ensemble détritico-séquentiel fluviatile associant des conglomérats de fond de chenaux, des grès de barre de chenaux anastomosés, puis des pélites rouges de plaine d'inondation. 2- Le membre intermédiaire azoïque (120 m d'épaisseur) est constitué par l'empilement de paraséquences formées d'argiles, de gypse, de dolomies et de grès. Ces paraséquences se sont développées au cours de cycles eustatiques élémentaires, débutant par l'inondation et se terminant par l'émersion du milieu de dépôt (Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Ciszak *et al.*, 1999). 3- Le membre supérieur (35 m) dont les marnes ont livré des faunes d'ostracodes lacustres et marines du Cénomanien supérieur (Andreu, 1991 ; Charrière *et al.*, 1998) s'organise en paraséquences marnes-dolomies ou marnes-calcaires, qui expriment l'inondation très progressive du milieu en relation avec la montée eustatique du Cénomanien supérieur.

(*) Département de Géologie, Faculté des sciences et Techniques, Marrakech, BP 618. « daoudi@fstg-marrakech.ac.ma »

(**) Département de Géologie, Université Mohamed V, Faculté des Sciences, Rabat.

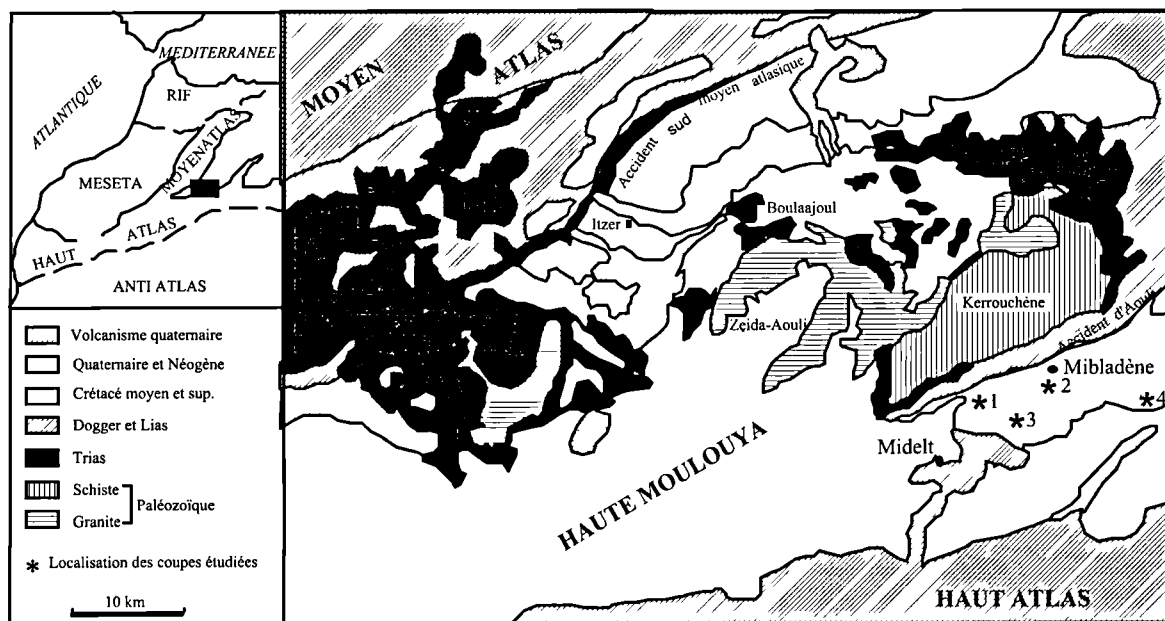


Fig. 1. — Situation géographique et géologique du secteur d'étude avec localisation des coupes étudiées (in Charrière *et al.*, 1998, modifié).

Fig. 1. — Sketch map of the studied area and sections (in Charrière *et al.*, 1998, modified)

La Formation d'Amroughzif, d'une puissance totale de 70m, contient à la base des calcaires bioclastiques datés du Cénomanién supérieur non terminal par *Neobilites vibrayeanus* (Enslin, 1993). Le sommet de cette Formation est constitué par des calcaires en plaquettes ou en dalles qui sont rapportés au Turonien (Charrière *et al.*, 1998). Les dépôts de cette Formation varient depuis un milieu de plate-forme carbonatée proximale, peu profonde vers un milieu de plate-forme distale.

Conditionnée par l'eustatisme, la dynamique sédimentaire de la Haute Moulouya, au cours du Crétacé est également liée à la tectogenèse distensive qui induit régionalement le basculement de panneaux tectoniques en direction du domaine téthysien (Cizak *et al.*, 1999). La discrimination de ces diverses influences peut être abordée sous l'angle de la dynamique des cortèges argileux. Les minéraux argileux de la série du Crétacé moyen de la Haute Moulouya sont étudiés pour la première fois, dans la région de Midelt-Mibladène. Le but est d'identifier l'évolution des cortèges argileux d'une part et de rechercher les modalités du contrôle de leur répartition d'autre part.

II. — METHODES D'ETUDE

La fraction argileuse (particules de taille inférieure à deux micromètres) identifiée par diffraction aux rayons X sur pâtes orientées est étudiée sur une soixantaine d'échantillon. Après une décarbonatation des échantillons, les argiles sont défloculées par rinçages successifs à l'eau distillée puis la fraction argileuse est extraite par décantation. La technique détaillée est décrite par Holtzapffel (1985). Trois diffractogrammes sont réalisés systématiquement, sans

traitement préalable des minéraux argileux (séchage à l'air), après saturation par l'éthylène-glycol et après chauffage à 490°C pendant deux heures. La détermination des minéraux argileux est réalisée d'après la position des réflexions 001 sur les trois diffractogrammes (Brindley et Brown, 1980). La détermination des proportions des minéraux argileux repose sur l'intensité et les surfaces relatives du pic principal de chaque minéral, l'erreur est de l'ordre de 5%.

III. — MINERALOGIE DES ARGILES

Les assemblages argileux identifiés sont constitués de minéraux variés. Sept minéraux argileux sont présents, parmi lesquels cinq sont simples (chlorite, illite, smectite, kaolinite et palygoskrite) et deux correspondent à des édifices interstratifiés irréguliers et réguliers (illite-smectite et chlorite-smectite). Par ailleurs, d'autres minéraux sont associés aux argiles, ce sont principalement le quartz, les feldspaths, l'opale C.T, la goethite et la gibbsite. Les variations des proportions relatives de ces minéraux permettent d'individualiser trois zones minéralogiques distinctes (fig. 2).

- Zone minéralogique 1 : elle se situe dans le membre inférieur et à la partie basale du membre intermédiaire de la Formation de Midelt. Le cortège argileux est représenté en majeure partie par l'illite (50 à 80 %) et la kaolinite (10 à 50 %), dont les proportions relatives varient de façon significative d'un niveau à l'autre. Les interstratifiés irréguliers illite-smectite sont présents en faibles quantité (< 5 %). Parmi les minéraux associés se trouve en abondance le quartz, les feldspaths, la goethite et la gibbsite.

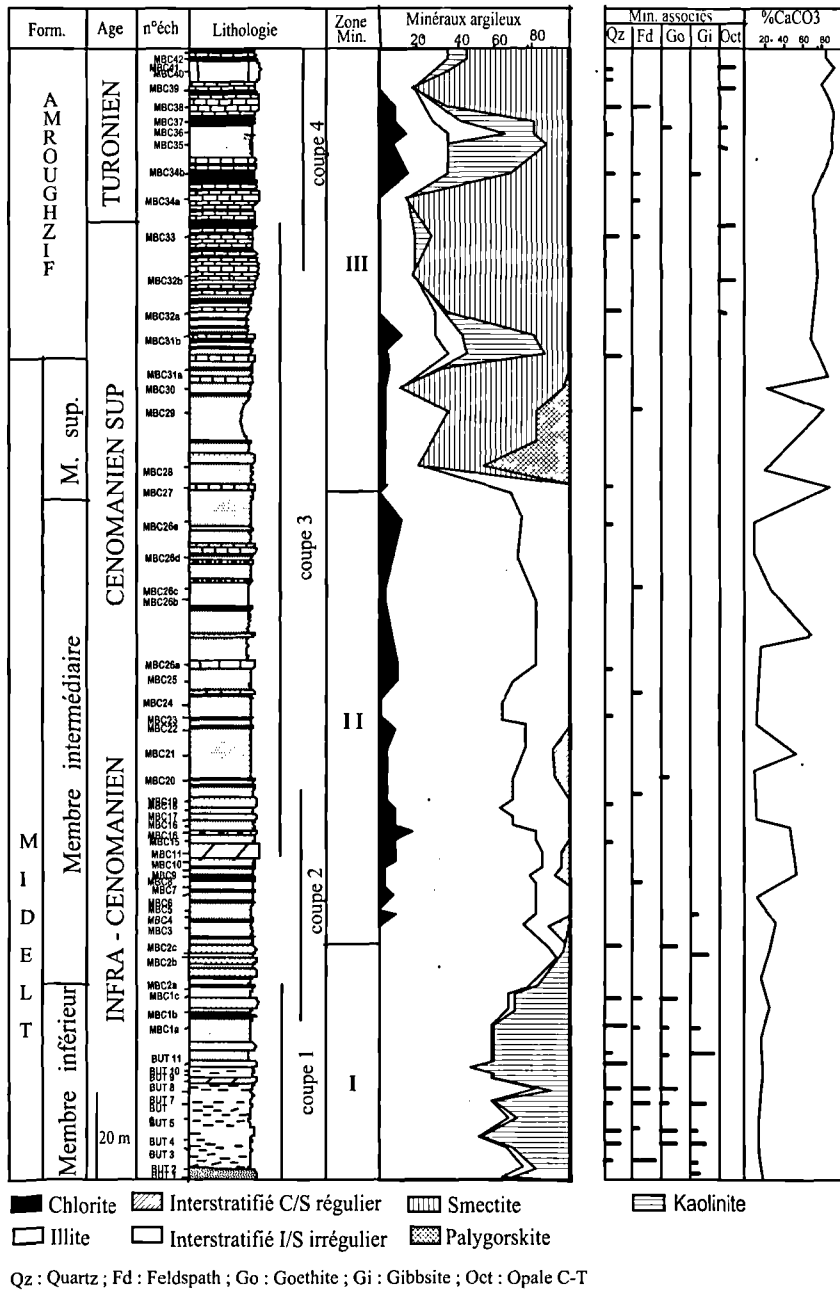


Fig. 2. — Lithologie et minéralogie des argiles de la série du Crétacé moyen de la Haute Moulouya.

Fig. 2. — Lithology and clay mineralogy of the middle Cretaceous series of the High Moulouya

- Zone minéralogique II : Elle correspond au membre intermédiaire de la Formation de Midelt. L'assemblage argileux est dominé par l'illite (70 à 90%). On trouve également de manière constante des interstratifiés irréguliers illite-smectite (15 à 35 %) et de la chlorite (5 à 15 %). La corrensite (interstratifié régulier chlorite-smectite) apparaît de façon sporadique à certains niveaux de lithologie variée.

- Zone minéralogique III : Elle comprend le membre supérieur de la Formation de Midelt et la Formation d'Amroughzif. Le cortège argileux de cette zone est caractérisé par une forte diminution de la teneur en illite (5 à

15 %) et des interstratifiés irréguliers illite-smectite, (0 à 15 %) aux dépens de minéraux formés dans des conditions de surface (palygorskite, smectite et kaolinite). La smectite représente le minéral dominant de cette zone (jusqu'à 85 % du cortège argileux). La palygorskite apparaît à la base de la zone avec des teneurs pouvant atteindre 50 % du cortège argileux, elle est associée aux faciès évaporitiques du membre supérieur de la Formation de Midelt. La kaolinite se trouve dans certains niveaux de la Formation d'Amroughzif, associée à de l'illite et de la chlorite. Le quartz, les feldspaths et l'opale C.T. sont souvent présents.

VI. — SIGNIFICATION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX

1) Influences diagénétiques

L'évolution verticale des cortèges argileux ne paraît pas traduire l'influence d'une diagenèse d'enfouissement. En effet, les effets de la diagenèse d'enfouissement sur les assemblages argileux s'expriment, en profondeur par une augmentation des proportions d'illite et/ou de chlorite, aux dépens des minéraux formés près de la surface (smectite, kaolinite et palygorskite) (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1983 ; Chamley, 1989). Cependant, dans notre série, l'influence de la diagenèse d'enfouissement est improbable pour plusieurs raisons. La cristallinité des illites est relativement élevée (0,5 à 0,8 °2θ), et ne présente pas d'amélioration avec la profondeur. Par ailleurs, dans la région de la Haute Moulouya, l'épaisseur totale de la série post jurassique ne dépasse pas 500 à 700 m ; or les transformations diagénétiques subies par les argiles au cours d'un enfouissement lithostatique commencent à partir de 2500 à 3000m (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Chamley *et al.*, 1988 ; Daoudi *et al.*, 2001).

Les effets de la diagenèse sur les assemblages successifs de minéraux argileux de la série étudiée peuvent être considérées selon deux types de processus.

1 - L'abondance des kaolinites dans les termes détritiques gréseux de la zone I peuvent suggérer l'influence d'une diagenèse de pore. En effet, l'association des kaolinites à des niveaux gréseux poreux est décrite fréquemment dans la bibliographie (Wilson et Pittmann, 1977 ; Keller, 1985). Les kaolinites se développent dans ce cas par authigenèse dans les pores de la roche, suite aux circulations de fluides interstitiels riches en silicium et aluminium. Cependant, les teneurs en kaolinite et la granularité des faciès du membre inférieur de la Formation de Midelt montrent une indépendance totale (A, fig. 3). En effet certains niveaux argileux et silteux sont plus riches en kaolinite que les niveaux gréseux adjacents. Par ailleurs, l'observation au microscope électronique à balayage des cristaux de kaolinites ne montre pas de structures néoformées dans ces roches poreuses. On peut donc conclure que les kaolinites de la zone I de la série étudiée ne sont pour l'essentiel pas liées à des phénomènes diagenétiques, et sont plutôt liées aux conditions paléogéographiques de dépôt de la série.

2 - L'abondance des smectites dans la zone 3 coïncide avec la mise en place des dépôts calcaires de la Formation d'Amroughzif. Le développement de minéraux smectitiques dans de tels faciès suggère généralement une diagenèse liée à la lithologie (Deconinck et Debrabant, 1985). Dans le cas la Formation d'Amroughzif, une indépendance d'ensemble est exprimée par la comparaison de la teneur en carbonate de calcium et le pourcentage des smectites (B, fig. 3). Cette indépendance entre lithologie et minéralogie des argiles est contraire à une origine diagénétique pour les smectites.

2) Influences détritiques

a) Zone minéralogique I

Elle est caractérisée par la coexistence de minéraux argileux pédogénétiques (kaolinite et interstratifiés) et issus

de socle cristallin (illite). La kaolinite présente des pics relativement étroits, alors que l'illite (50 à 70 %) est de mauvaise cristallinité. Les interstratifiés irréguliers illite/smectite sont peu abondants (5 à 10 %).

L'analyse des faciès détritiques du membre inférieur de la Formation de Midelt indique que les éléments figurés de roches gréseuses et conglomératiques proviennent principalement du substratum granitique et métamorphique du Paléozoïque, du Trias et du Jurassique. Les études effectuées sur les cortèges argileux des séries triasiques et jurassiques de ce secteur montrent une abondance d'illite et de chlorite pour les premières, et d'illite associée en faible quantité à de la smectite, de la kaolinite et interstratifiés pour les secondes (Daoudi, 1996 ; Rais 2002).

L'abondance des illites, ainsi que des minéraux associés tels que le quartz et les feldspaths, dans les dépôts du membre inférieur traduit le caractère fortement détritique de la série, marqué par l'héritage de matériaux paléozoïques, triasiques et jurassiques issus d'une érosion active. La mise en place de ces dépôts est probablement associée à la tectonique infracrétacée responsable de l'individualisation des bassins barrémo-aptiens en discordance sur les structures ébauchées au Dogger (Charrière, 1996 ; Haddoumi *et al.*, 1998). Cependant, l'abondance des kaolinites dans cette zone relève plus de processus pédogénétiques actifs sur sols lessivés que d'un héritage simple, vu la faible teneur de ce minéral dans les matériaux sources. Cela suppose pour la région l'établissement d'un climat chaud et fortement hydrolysant ainsi que la présence de reliefs déclives favorables à un lessivage ionique actif (Millot, 1980 ; Chamley, 1989). La forte abondance d'oxydes et hydroxydes métalliques (goethite et gibbsite) est en accord avec l'installation d'un tel climat. La quasi-absence de la chlorite dans le cortège minéralogique de cette zone, alors que les roches triasiques en sont abondamment pourvues, plaide également en faveur du caractère fortement hydrolysant du climat, du fait de la vulnérabilité de ce minéral à l'hydrolyse (Dejou *et al.*, 1972 ; Chamley, 1989). L'installation de ce type de climat est d'ailleurs admis par l'étude de la répartition de la microfaune marine, qui conduit à situer la région de la Haute Moulouya au Sud d'une latitude 20°N (Charrière *et al.*, 1998).

b) Zone minéralogique II

Elle est caractérisée par la dominance de l'illite et par la disparition de la kaolinite. On y trouve en faible abondance également des interstratifiés irréguliers du type illite-smectite et de la chlorite, mais de façon constante, ainsi que des interstratifiés subréguliers chlorite-smectite, de façon plus sporadique.

La disparition des termes détritiques grossiers dans le membre intermédiaire de la Formation de Midelt résulte de l'aplanissement qu'a subi la région (Médioni, 1960 ; Cizsak *et al.*, 1999). Cet aplanissement des reliefs est à l'origine du confinement du milieu sédimentaire par accumulation des ions contenus dans les solutions de lessivage par altération chimique ; cela favorise la cristallisation d'argiles smectitiques alumino-ferrières (Paquet, 1970 ; Millot, 1980).

L'installation d'une sédimentation à dominance de marne, de dolomie et de gypse, plaide en faveur d'un climat chaud et aride. Ces dépôts se sont effectués dans un environnement de plaine côtière évaporitique de type sebkhah (Perthuisot, 1980 ;

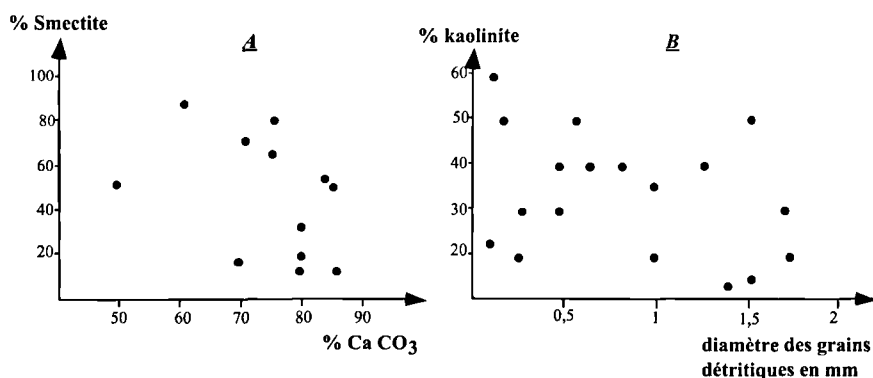


Fig. 3. — Relations lithologie-minéralogie des argiles : A – teneur en carbonate de calcium en fonction de la teneur en smectite de la Formation d'Amroughzif ; B – teneur en kaolinite en fonction de la taille moyenne des grains détritiques du membre inférieur de la Formation de Midelt.

Fig. 3. — Relation ship between lithology and clay mineralogy : A – Carbonate ratio according to smectite content of Amroughzif Formation ; B – kaolinite content according to detrital grain size of the lower member of the Midelt Formation.

Chevarin *et al.*, 1986). L'association à ces faciès de minéraux argileux détritiques d'origine triasique relativement vulnérables à l'hydrolyse (chlorite et corrensite), ainsi que la disparition d'oxydes et d'hydroxydes métalliques, plaident en faveur de l'aridité du climat.

En revanche, l'absence des smectites et la forte abondance des illites dans cette zone minéralogique n'est pas compatible avec les conditions paléogéographiques précédemment décrites. Sous des climats chauds et moins humides, la pénélplanation des reliefs favorise la formation pédogénétique des smectites (Paquet, 1970 ; Millot, 1980). Par ailleurs, les milieux évaporitiques confinés, sont favorables à la formation *in-situ* de smectites, à partir d'éléments chimiques concentrés en solution dans le milieu de sédimentation (Trauth, 1977 ; Weaver et Beck, 1977 ; Daoudi, 1996).

Les interstratifiés illite-smectite représentent généralement des stades intermédiaires d'évolution entre l'illite et la smectite. Leur abondance dans cette zone (15 à 35 %) suggère *a priori* la transformation de smectites en illite ou l'inverse. Or, comme nous avons pu le montrer cette transformation ne peut être attribuée ni à une diagenèse d'enfouissement, ni à une diagenèse liée à la lithologie. Il reste à examiner la possibilité d'une transformation en conditions de surface.

L'illitisation des smectites dans des conditions de surface a déjà été évoquée pour des milieux lacustres (Singer et Stoffers, 1980), dans des croûtes calcaires et paléosols (Watts, 1980 ; Robinson et Wright, 1987) et dans des milieux de plate-forme (Deconinck *et al.*, 1988). A partir d'expérimentations en laboratoire, Eberl *et al.* (1986) ont montré que des smectites soumises à des cycles d'humidification par des solutions potassiques puis d'assèchement sont susceptibles d'évoluer en interstratifiés illite-smectite, puis en illite.

Dans le membre intermédiaire de la Formation de Midelt, les faciès s'enchaînent verticalement pour constituer des séquences élémentaires ou paraséquences débutant par l'inondation et se terminant par l'émersion du milieu de dépôt

(Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Ciszak *et al.*, 1999). L'intervention de ces cycles d'humidification-assèchement pourrait donc expliquer la présence de fortes proportions d'illite et d'interstratifiés illite-smectite et la quasi-absence de smectites. Le potassium nécessaire à l'illitisation des smectites proviendrait de l'eau de mer.

c) Zone minéralogique III

Vers la base de la troisième zone, l'organisation des dépôts du membre supérieur de la Formation de Midelt traduit la présence d'un milieu peu profond qui engendre encore de rares évaporites, alternant avec un milieu plus profond. Aucun indice d'émersion n'a été identifié, l'illitisation des smectites envisagée suite aux processus d'humidification-assèchement ne peut plus avoir lieu. Les smectites sont associées à des argiles fibreuses (palygorskite). Une néoformation est probable, d'autant que l'examen de la raie 060 des smectites se situe aux alentours de 1.53 Å, caractéristique de structures trioctédriques, sans doute magnésienne. Leur genèse s'effectue dans des sortes de lagons où règnent évaporation et confinement (Trauth, 1977 ; Lucas, 1962).

Vers la partie supérieure de la zone, la disparition des palygorskites paraît refléter l'inondation très progressive du milieu en relation avec la montée eustatique du Cénomaniens supérieur. Les smectites de nature dioctaédrique (raie 060 situé aux alentours de 1.50 Å) se développent de manière considérable. Elles résultent probablement du développement d'une couverture pédologique à smectites sur des morphologies continentales de plus en plus aplanies, sous des conditions climatiques alternativement humides et arides. Cette arrivée massive des smectites coïncide par ailleurs avec l'ouverture du milieu, accompagnée d'un approfondissement en relation avec la phase d'inondation du Cénomaniens supérieur (Ciszak *et al.*, 1999).

Au niveau des deux séquences qui constituent la Formation d'Amghoursif, une correspondance nette apparaît entre les variations du niveau marin et les cortèges minéralogiques. Les dépôts de haut niveau marin sont caractérisés par l'abondance des smectites, alors que les

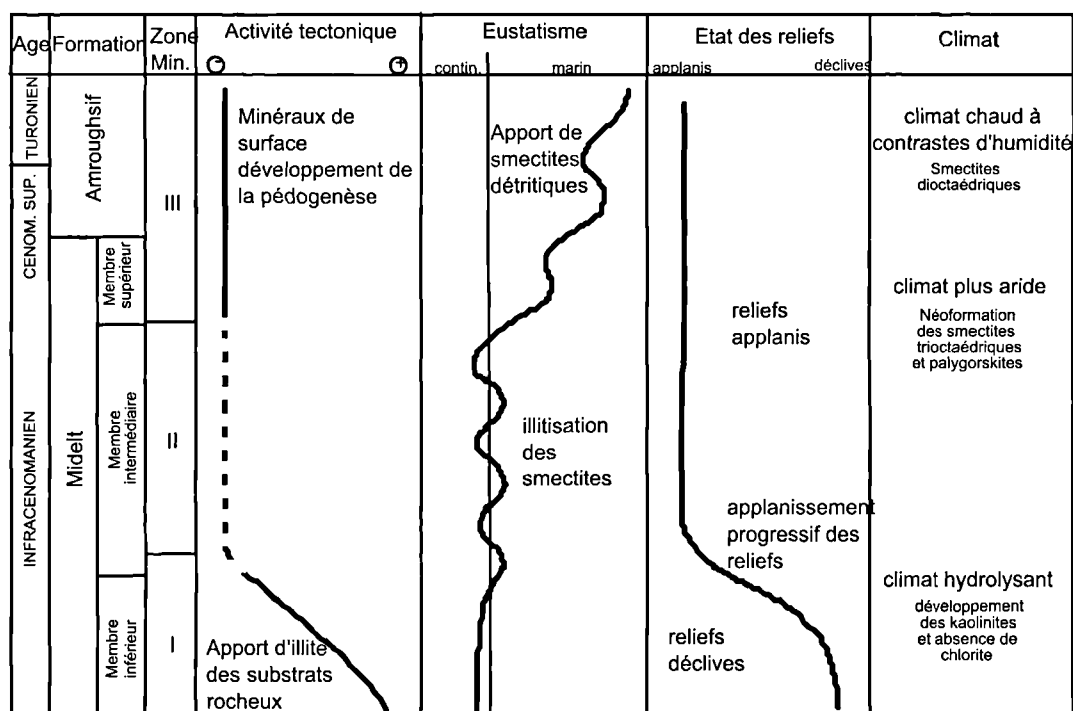


Fig. 4. — Expression minéralogique des paléoenvironnements de la Haute Moulouya pendant le Crétacé moyen.

Fig 4. — Mineralogical and palaenvironmental expresses of the High Moulouya during middle Cretaceous.

dépôts qui s'accumulent sous une faible tranche d'eau sont au contraire caractérisés par un cortège argileux varié constitué de smectite, d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés et de chlorite. Cette association entre argiles de la famille des smectites et les dépôts de haut niveau marin a déjà été signalé dans plusieurs travaux (Chamley *et al.*, 1990 ; Thiry et Jacquin, 1993 ; Daoudi *et al.*, 1995). L'abondance des smectites en périodes de haut niveau marin serait due à une diminution de l'intensité de l'érosion sur les domaines continentaux liée en particulier à un relèvement du profil de base des cours d'eau. Dans ces conditions, les sols de plaines littorales riches en smectites sont davantage remaniés. Au contraire, la baisse du niveau marin entraîne un abaissement du profil d'équilibre, qui privilégie le remaniement de matériaux triasiques et jurassiques des domaines continentaux plus amont.

V. — CONCLUSIONS

L'influence de la diagenèse sur les assemblages argileux de la série du Crétacé moyen de la Haute Moulouya est faible à négligeable. L'héritage paraît le principal responsable des successions argileuses dans cette série. Les minéraux résultent principalement de processus d'altération, de transport et de phénomènes chimiques avant leur sédimentation. Ils reflètent les conditions paléogéographiques, tectoniques et climatiques, sous

lesquelles se sont déposés les sédiments renfermant ces cortèges argileux. Les influences détritiques sur la composition des ces assemblages dépendent de la combinaison de trois facteurs principaux (fig. 4) :

1- L'activité tectonique se manifeste à la base de la série, pendant le dépôt du membre inférieur de la Formation de Midelit, par l'apport accru de minéraux illitiques ainsi que des minéraux associés comme le quartz et les feldspaths. Ce cortège minéralogique argileux paraît marqué par l'héritage prépondérant de matériaux triasico-jurassiques, activement érodés.

2- L'influence climatique s'exprime par le passage d'un climat hydrolysant (chaud et humide) pendant le dépôt du membre inférieur, marqué par l'abondance des kaolinites et des oxydes et hydroxydes métalliques, ainsi que par la rareté de la chlorite, à un climat moins humide avec le développement de smectites et d'argiles fibreuses notamment au Cénomaniens supérieur-Turonien .

3- Les variations eustatiques s'expriment particulièrement au Cénomaniens supérieur pendant l'installation de la plateforme carbonatée (Formation d'Amghoursif) par l'apport accru de minéraux smectitiques.

Remerciements. — Ce travail a été effectué en partie dans le cadre du Programme Thématique d'Appui à la Recherche Scientifique (PROTARS II : P 23/04).

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREU B. (1991). — Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, Toulouse, 2, 14, 1-765.
- BRINDLEY G. W. et BROWN, G., (Eds), (1980). — Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Min. Soc. London Monogr.*, 5,
- CHAMLEY H. (1989). — Clay Sedimentology. *Springer-Verlag*, 623 p.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P. et FLICOTEUX R. (1988). — Comparative evolution of the Senegal and eastern central Atlantic basins from mineralogical investigations. *Sedimentology*, 35, 85-103.
- CHAMLEY H., DECONINCK J-F. et MILLOT G. (1990). — Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au paléogène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 1529-1536.
- CHARRIERE A. (1996). — Contexte paléogéographique et paléotectonique de la formation des bassins crétacés du Moyen-Atlas (Maroc) à la lumière des données stratigraphiques récentes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 5, 617-626.
- CHARRIERE A., ANDREU B., CISZAK R., KENNEDY W.-J., ROSSI A. et VILLA J.-M. (1998). — La transgression du Cénomanién Supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas Méridional (Maroc). *Geobios*, 31, 5, 551-569.
- CHEVARIN D., KUCHLY J., MALLET A., MATERN M., PRIM M., VERDIER M., SERRA., ROUCHY J.M., BERNET-ROLLANDE M.C., MAURIN A.F., MOINE B., SABOURDEAU C., PIERRE C., PERTHUISOT J.P. et BUSSON G. (1986). Les séries à évaporites en exploration pétrolière. 1 Méthodes géologiques. Publ. De la Chambre syndicale de la Rech. Et de la Prod. du Pétrole et du Gaz naturel. Technip, Paris, 1- 217.
- CISZAK R., ANDREU B., CHARRIERE A., ETTACHFINI E.M. et ROSSI A. (1999). — Le Crétacé antéturonien du Moyen atlas Méridional et de la Haute Moulouya, Maroc : stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 4, 451-464.
- DAOUDI L. (1996). — Contrôles diagénétiques et paléogéographiques des argiles des sédiments mésozoïques du Maroc. Comparaison avec les domaines atlantiques et téthysien. *Thèse d'état, Fac. Sci. Marrakech*, 246 p.
- DAOUDI L., DECONINCK J. F., WITAM O. et REY J. (1995). — Impact des variations du niveau marin sur les argiles : exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, 707-711.
- DAOUDI L., PORTUGA FERREIRA M. et IGMUILLAN B. (2001). — Influence de la diagenèse d'enfouissement sur l'homogénéisation isotopique K-Ar des illites : Exemple du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du bassin d'Agadir (Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 33, n°4 (in press).
- DECONINCK J.-F., STRASSER A. et DEBRABANT P. (1988). — Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Briasian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, 23, 91-103.
- DECONINCK J.-F. et DEBRABANT P. (1985). — Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Géol. dynamique et Géog. phys.*, Vol. 26, fasc. 5, Paris, 321-330.
- DEJOU J., GUYOT J. et CHAUMONT C. (1972). — Altération superficielle des diorites dans les régions tempérées humides. Exemples choisis dans le Limousin. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 25, 259-286.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n°29, 320p.
- EBERL D.D., SRODON J. et NORTHROP H.R. (1986). — Potassium fixation in smectite by wetting and drying. In J.A. Davis et K.F. Hayes (Eds). *Geochemical processes at Mineral surfaces*. Am. Chem. Soc. Symposium series, 323, 14, 296-326.
- ENSLIN R. (1993). — Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko. *Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Paläotektonik. Berliner Geowiss. Abh. (A)*, 153, 1-85.
- HADDOUMI H., ALMERAS Y., BODERGAT A.M., CHARRIERE A., MANGOLD C. et BENSILI K. (1998). — Ages et environnements des couches rouges d'Anoual (Jurassique moyen et Crétacé inférieur, Haut Atlas oriental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, 127-133.
- HOLTZAPFFEL T. (1985). — Préparation des minéraux argileux à la diffractométrie des rayons X. *Soc. géol. Nord*, n°12, 136p.
- KELLER W.D. (1985). — The naissance of clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 33, 161-172.
- KISCH H.J. (1983). — Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in Sedimentology*, 2, 289-494.
- LAVILLE E., CHARROUD A., FEDAN B., CHARROUD M. et PIQUE A. (1995). — Inversion négative et rifting atlasique : l'exemple du bassin triasique de Kerrouchène (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166, 4, 365-374.
- LUCAS J. (1962). — Transformation des minéraux argileux dans la diagenèse ; étude sur les sédiments triasiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n°23, 85-113.
- MEDIONI R. (1960). — Contribution à l'étude géologique des Hauts Plateaux méridionaux marocains. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 19, 7-49.
- MILLOT G. (1980). — Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*, 10, 295-305.
- MOREL J.L., ZOUINE E.M. et POISSON A. (1993). — Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la créations des reliefs atlasiques (Maroc) : un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 1, 79-91.
- PAQUET H. (1970). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 30, 210 p.
- PERTHUISOT J.-P. (1980). — Sites et processus de la Formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Centre Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 207-233.
- RAIS N. (2002). — Les roches triasico-liasiques du Maroc septentrional et leur socle hercynien : Caractérisation pétrologique, minéralogiques, cristalochimiques et isotopique K-Ar de leur évolution post formationnelle. *Thèse d'Etat, Fac. Sci. Tech., Fes-Saïss*, 344 p

- ROBINSON D. et WRIGHT V.P. (1987). — Ordered illite-smectite and kaolinite-smectite : pedogenic mineral in a Lower Corbiniferous paleosol sequences, South Wales. *Clay Minerals*, 22, 109-118.
- SINGER A. et STOFFERS P. (1980). — Clay mineral diagenesis in two East African lake sediments. *Clay Minerals*, 15, 291-307.
- THIRY M. et JACQUIN T. (1993). — Clay mineral distribution related to rift activity and sea level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic ocean. *Clay Minerals*, 28, 61-84.
- TRAUTH N. (1977). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol. Mén. Strasbourg*, 9, 195 p.
- VAN WAGONER J.C, MITCHUM R.M. CAMPION K.M. et RAHMAIAN V.D. (1990). — Siliciclastic sequence stratigraphy in well-logs, cores and outcrops : concepts for high resolution correlation of time and facies. *AAPG Bull.*, Methods in Exploration series, 7, 1-55
- WATTS N.L. (1980). — Quaternary pedogenic calcretes from the khalahari (Southern Africa) : mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-686.
- WEAVER C.E. et BECK K.C. (1977). — Miocene of the S.E. United States - A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sediment. Geol.*, 17, 1-234.
- WILSON M.D. et PITTMAN E.D. (1977). — Authigenic clay in sandstone : recognition and influence in reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J.Sedim.Petrol.*, 47, 3-31.

ALVEOLITES PARVUS, TABULATE CORAL FROM UPPER DEVONIAN OF IRAN

Alveolites parvus, un tabulé du Dévonien Supérieur d'Iran

by Esperanza FERNANDEZ-MARTINEZ (*) and Bruno MISTIAEN (**)

(Plates XVII and XVIII)

Abstract. — Some tabulate corals samples of the family Alveolitidae, collected in different outcrops, Frasnian in age, of Iran, and only previously mentioned, are described in this paper for the first time. The quantitative and qualitative study of their morphological features allows to assign the material to *Alveolites parvus* Lecompte. Analysis of their external morphology allows various paleoecological comments. The presence of *A. parvus* in the Frasnian of Iran is entirely consistent with palaeobiogeographical data from other faunas.

Résumé. — Des colonies d'Alveolitidae, provenant de différentes localités frasniennes d'Iran, au préalable uniquement citées, sont ici décrites pour la première fois. L'étude quantitative et qualitative de leurs caractéristiques morphologiques permet de les rattacher à *Alveolites parvus* Lecompte. L'analyse de la morphologie externe de ces colonies autorise un certain nombre de remarques paléoécologiques. La présence de ce taxon dans le Frasnien d'Iran confirme les conclusions paléobiogéographiques résultant de l'étude d'autres groupes de faunes.

Resumen. — Corales tabulados de la familia Alveolitidae, procedentes de diversos yacimientos del Frasnense de Irán, y que con anterioridad sólo habían sido citados, son descritos por primera vez en este trabajo. El estudio cualitativo y cuantitativo de sus rasgos morfológicos ha permitido asignar este material a *Alveolites parvus* Lecompte. El análisis de la forma externa de las colonias ha permitido realizar diversas inferencias paleoecológicas. La presencia de este taxón en el Frasnense de Irán está de acuerdo con datos paleobiogeográficos aportados por diversas faunas.

I. — SHORT HISTORICAL REVIEW ABOUT ALVEOLITES IN DEVONIAN FROM IRAN

In Iran, Devonian outcrops have been pointed out and/or described by several authors. Relatively to northern and east-central Iran, Wendt *et al.* (1997) probably gave the best restatement of the question, with maps and lithological descriptions of various sections.

Whereas some groups of fossil invertebrate, such as brachiopods, have been studied in several papers devoted to the Devonian of Iran (Brice *et al.* 1971; Brice *et al.* 1974; Djafarian & Brice, 1973; Sartenaer 1966, 1968), tabulate corals, and particularly the Alveolitids which constitute a particularly common group during the Devonian times, have not yet been studied. Up to now, they have just been mentioned.

Golshani *et al.* (1972) cited *Alveolites* sp. in a reefal limestone with abundant stromatoporoids and corals from the Upper Devonian of Bidu River section, in Kerman area.

Sharkovski *et al.* (1984) pointed out the presence of *Alveolites* sp. and *A. parvus*, in the Bahram Formation, Middle-Late Devonian in age. This is apparently the only one specific citation of an Alveolitid in the Devonian of Iran, but without any description or systematic discussion.

Dastampour (1996) cited and illustrated an *Alveolites* sp. from the Late Devonian of the Gereek section, in Kerman area.

Wendt *et al.* (1997) quoted the genus *Alveolites* in the Bahram Formation at the Gerik (= Gereek) section, with a probable Upper Middle Devonian (Givetian ?) age.

The same authors also pointed out *Alveolites* near the bottom of the Bahram Formation, at the Hodjedk section, located just 12 km South of the Gerik section, but with a probable Lower Frasnian age.

Mistiaen (1999) mentioned *Alveolites* sp. associated with the stromatoporoid *Stictostroma bryllkini*, in the Ab-bid section, Kerman area, in level belonging to the Brachiopod zone 6 (Brice, 1977) Lower to Middle Frasnian.

(*) Universidad de León, Departamento de Ingeniería Minera. C/ Jesus Rubio, 2.24071 León. Spain. dimefm@unileon.es

(**) Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille, Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS & ISA, UMR 8014 & FR 1818 du CNRS. 13 Rue de Toul F 59046 Lille cedex. France. bruno.mistiaen@fls.fupl.asso.fr

Mistiaen *et al.* (2000) and Mistiaen and Gholamalian (2000) cited the genus *Alveolites* in the two biostromal horizons, Frasnian in age, sampled in the Koh-e Kaftar section, Chahriseh area.

Finally, in a preliminary study, Mistiaen and Fernández-Martínez (2001) cited *Alveolites parvus* in different Devonian outcrops of Iran. The present paper describes this material.

II. — MATERIAL, LOCALITIES AND STRATIGRAPHY

The Alveolitid Tabulate corals studied in the present paper (forty samples) come from different localities situated in the three following areas (fig. 1) : the Bidu area (Kerman Province), the Chahriseh area (Esfahan Province) and the Tabas area, in the Shotori Ranges (Khorasan Province). A.F. de Lapparent in the early 1970s, and D. Brice and B. Mistiaen in December 1998 collected this material that corresponds to the samples mentioned by Mistiaen (1999), Mistiaen and Gholamalian (2000), Mistiaen *et al.* (2000) and Mistiaen and Fernández-Martínez (2001).

1) Bidu area (Kerman Province)

The three following sections, Ab-Bid, Bidu, and Heruz sections, provided material with Alveolitids.

a) Ab-Bid section

Brice *et al.* (1999) shortly described this section, according to some unpublished observations by A.F. de Lapparent in 1973. Three specimens [I-AB.BR-1/1, 1/4 and 1/5] come from this section, collected in the biozone n° 6 of Brice 1977. This biozone, characterized by *Cyphotorrhynchus koraghensis*, *C. arpaensis*, *Uchtospirifer multiplicatus minor*, corresponds to Lower to Middle Frasnian age.

b) Bidu River section

This section was described by Golshani *et al.* (1972) and some supplementary new data, based on unpublished field notes of A. F. de Lapparent, were presented by Brice *et al.* (1999). Twenty-one specimens were collected in this section; twelve [I-BR-1d/21, /22, /23 and I-BR-3A.71/13 to I-BR-3A.71/21] also from the biozone n° 6 of Brice 1977 and nine [I-BR-2.71/33 to I-BR-2.71/38; I-BR-2.71/40; I-BR-2.71/41 and I-BR-2.71/46] from a level just below this biozone.

c) Heruz section

This section corresponds to the Hodjedk section described by Wendt (1997). Five specimens (three badly preserved) were also collected in this section, near Hodjedk Mine, about 5 km South of Bidu. A probable Lower Frasnian age is attributed to the beds that provided samples. Because of the poor preservation, these specimens have not been used for the statistical analysis.

2) Chahriseh area (Esfahan Province). One site, the Kuh-e Kaftar section n° 2, provided some Alveolitid corals.

Kuh-e Kaftar section n° 2.

In the Kuh-e Kaftar, a section was previously described by Djafarian (1972) and by Djafarian and Brice (1973). More recently, in the Kuh-e Kaftar Mountains, two sections were described by Gholamalian (1997, 1998), Yazdi *et al.* (1998), Gholamalian *et al.* (2000). The second one was visited during the IGCP 421 meeting, in December 1998, and some new data published by Mistiaen *et al.* (2000). In this section, "two Frasnian biostromal horizons," are present; they are considered useful field-guide level in the considered area but, more generally, in the whole Frasnian succession in Iran (Yazdi, 1997).

Six specimens of *Alveolites* [I-CR-4/51, /54, and I-CR-4/61 to /64] were collected from the second biostromal level.

3) Tabas area: Shotori Ranges (Khorasan Province).

Kal-e Sardar section.

This section corresponds to the Niaz section, described by Wendt *et al.* (1997), along the Sardar River. Five specimens of Alveolitids were collected in December 1998, in a small outcrop near the Kal-e Sardar section. Four of them [I-KS-4/21 to /24] were suitable for analysis. In this section Alveolitids are associated with some branched Tabulate corals (*Thamnopora* spp.) and with some stromatoporoids. This material is presently under study. According to the stromatoporoid fauna, this small outcrop could be uppermost Givetian in age (Mistiaen, 2001).

III. — SYSTEMATICS

Alveolites parvus Lecompte, 1933

Plates XVII and XVIII

* 1939 *Alveolites parvus* nov. sp. – Lecompte, pp. 43-44. Pl. VI, figs. 1-3

1952 *Alveolites parvus* Lecompte, 1939 – Sokolov, pp. 95-96, Pl. XXV, figs. 1-2

1958 *Alveolites parvus* Lecompte, 1939 – Stasinka, pp. 212-213. Pl. XXIII, fig. 2

1984 *Alveolites parvus* Lecompte (sic) – Sharkovski *et al.*, pp. 29.

1993 *Alveolites parvus* Lecompte, 1939 – Fernández-Martínez, pp. 260-264. Pl. I, figs. 7, 10, Pl. 17, figs. 1-5; Pl. 18, figs. 1-4.

1) Description

a) Corallum

Most of the specimens studied correspond to fragments of colonies and many of them show erosion signs. Therefore, it is difficult to be precise about the external morphology just as the size of the samples, but the authors could deduce some data on the form and the rough size from the best-preserved colonies.

The colonies studied vary in external appearance between laminar, tabular, hemispherical (uparched, domed) or, more

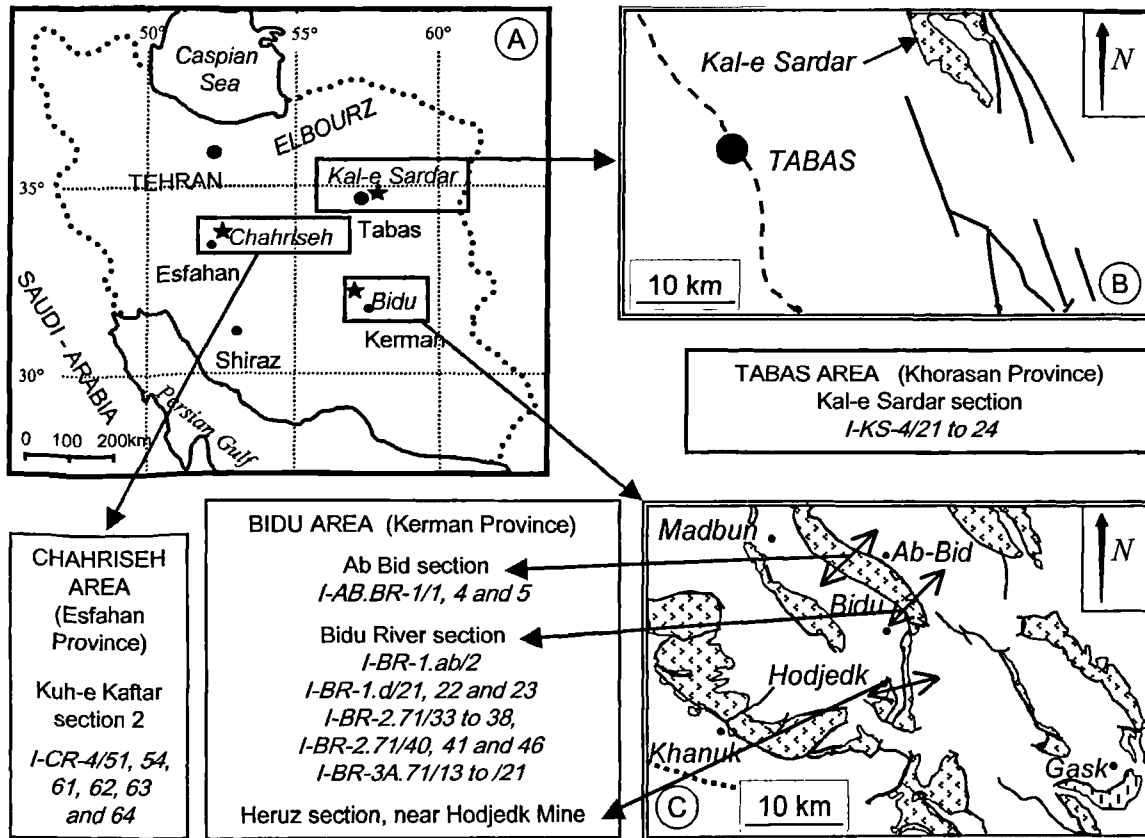


Fig. 1. — Situation map of the different outcrops providing specimens studied in the present paper. 1A: general map; 1B: detailed map of Tabas area, Khorasan Province; 1C: detailed map of Bidu area, Kerman Province.

Fig. 1. — Carte de situation des différents affleurements ayant fourni les échantillons étudiés dans ce travail. 1A: carte d'ensemble; 1B: carte de détail de la région de Tabas, province du Khorasan; 1C: carte de détail de la région de Bidu, Province de Kerman.

frequently, an intermediate form of these. In the largest samples, the thickness of the laminar forms does not exceed 0.5 cm by 5 cm in width and length. The lower surface usually shows growth ridges, and often, significant signs of necrosis can be observed.

Tabular colonies can reach several cm in height (3.5 cm in the biggest; width 8.5 cm, length 6 cm). The upper surface varies from flat to hemispherical, while the lower surface and lateral areas often display growth ridges.

The biggest colonies show nearly hemispherical morphology, although they often have strong irregularities in different areas that prevents their description as hemispherical colonies. The largest of them is 7.5 cm high by 8 cm long and over 4 cm wide. In many samples, external growth ridges are not seen but, when sectioned, one can observe that skeletal layers separated by areas with necrosis form them. Once sectioned, the partial necrosis can be seen to be the principal cause of the domed and irregular morphologies that are present in numerous colonies.

The differences in morphology and size seen in the samples from each of the studied sections are analysed in the "Discussion" section.

b) *Corallites*

The cross sections of the corallites show an important variation with respect to exact orientation of the cut. In sections approximately perpendicular to the direction of corallite growth, the inner outline can be described as alveolitoïd; however, many variations of minor importance can be found within this model (Pl. XVII, figs. 1-3).

Basically, there are sections with inner outlines that demonstrate a certain bilateral symmetry; the lower surface being flat, or showing slight depression while the upper surface is uparched. Regarding to the middle plate of the wall, the lower surface of each corallite is often formed by two mid-faces of the corallites placed below. Alongside these, corallites with a more flattened, rounded, kidney-shaped, or irregular outline, are present, especially when septal spines interfere significantly in wall development. Although some studied areas show uniformity of corallite outline, the majority of the cases studied do not.

The most significant data related to measurements taken (large or maximum and small or minimum internal diameter, and the relation between them) are given in Table I.

LOCALITY	spe	mes	D maximum	D minimum	Dmax/Dmin
BIDU	22	312	0.45 - 0.95/ 0.61/ 0.076	0.2 - 0.51/ 0.36/ 0.051	1.11 - 2.80/ 1.72/ 0.29
AB-BID	3	10	0.51 - 0.72/ 0.62/ 0.065	0.27 - 0.36/ 0.32/ 0.028	1.55 - 2.44/ 1.94/ 0.28
CHAH-RISEH	5	70	0.4 - 0.77/ 0.6/ 0.073	0.26 - 0.4/ 0.37/ 0.05	1.54 - 1.71/ 1.68/ 0.28
KAL-E-SARDAR	4	52	0.45 - 0.65/ 0.53/ 0.046	0.2 - 0.45/ 0.32/ 0.057	1.44 - 2.25/ 1.71/ 0.3

Tab. I. — Measures of the corallite size in the samples studied, arranged according to their origin (locality). *spe.*: number of specimens studied; *mes.*: number of measurements taken; *D maximum*: measurements of the large inner diameter of each corallite; *D minimum*: measurements of the small inner diameter of each corallite; *Dmax/Dmin*: relationship between the large and small inner diameters of each corallite. For each measurement, range/mean/ and standard deviation are given.

Tabl. I. — Mesures de la taille des polypiérites chez les spécimens étudiés, classés en fonction de leur origine (localité) *spe*: nombre d'échantillons étudiés; *mes*: nombre de mesures prises; *D maximum*: dimension du plus grand diamètre interne de chaque polypiérite; *D minimum*: dimension du plus petit diamètre interne de chaque polypiérite; *Dmax/Dmin*: rapport entre le plus grand et le plus petit diamètres internes de chaque polypiérite. Pour chaque mesure, on donne successivement les valeurs maximum et minimum, la moyenne et l'écart-type.

c) Wall

The corallite walls appear to be strongly influenced by recrystallization, thus showing diverse aspects. The median suture, which only appears locally, is usually discontinuous and presents various patterns, from black and narrow to wider, diffuse, and with a fine-grained appearance.

On both sides of this suture, the wall also shows various aspects, but the most frequent appearance is the development, especially at the edges, of neomorphic calcite rhombus that generate the typical pronounced saw-toothed structure (Pl. XVII, figs. 2, 3; Pl. XVIII, fig. 3). Various longitudinal sections demonstrate the presence of walls with shadows of fibres arranged in 'jet d'eau' (Pl. XVII, fig. 5). The correct interpretation of these structures necessitates detailed study of ultra-thin sections, but the poor preservation of the material advises against this analysis for the time being. In addition, the primary microstructure of the Alveolitids has been, up to now, poorly studied and only Lafuste (1984) has described "cupular" microlamellae on some specimens that belong to the genus *Planalveolites*.

Measured thickness of the double wall is very constant in all samples, independent of origin, and oscillates between 0.1 and 0.2 mm, with a mode around 0.15. In the initial zones of the colony, both in origin and in regenerations following necrosis, the thickness is markedly inferior, less than, or close to 0.1 mm (Pl. XVIII, figs. 1, 4).

In transverse sections of some colonies important variations in wall thickness have been observed, which do not

appear to be related to phases of regeneration (Pl. XVII, fig. 4), in these cases the wall can reach thickness of up to 0.35 mm.

d) Pores

One of the most characteristic elements of the samples studied is the abundance of pores. Both P1 (angular) and P2 (mural) pores have been observed in cross sections (Pl. XVII, fig. 3).

In longitudinal sections (Pl. XVII, fig. 5; Pl. XVIII, figs. 1-4) a circular profile, or, more infrequently, a slight elliptic outline in the colony growth direction, can be observed. Alignment of these pores is also evident on sectioned faces.

Although infrequent, some of these pores are closed by pore-plates. Diameters are fairly constant between 0.15 (the most common measurement) and 0.2 mm. Distances between consecutive pores found in one line range 0.3-0.7 mm.

e) Septal elements

Septal elements show an extraordinarily variable development, both in quantity and quality. This variability can be seen not only at inter-colonial level, but also, frequently, within the same sample. Therefore, it is not unusual to find zones located in the same stage of astogenetic growth, and characterized by different septal element developments.

Basically, three different models of septal development can be distinguished: 1) absence or minimal development of septal elements (Pl. XVII, fig. 4); 2) presence of a solitary, big, septal spine ("hauptdorn") located in the very middle of the lower surface (Pl. XVII, fig. 1); and most frequently, presence of a variable number (generally between 4 and 10) of small spines arranged on both of the largest sides of the corallites (Pl. XVII, fig. 3).

In this last case, it is possible to find an alternative type of corallite with a main spine, generally on the lower surface, and various smaller spines appearing on the opposite side. Regions of a colony where one of these models is predominant appear frequently, but, in some areas of a sample, different combinations of these can also be observed. Regardless, there is no doubt that some of these septal elements have been partially or completely obliterated by recrystallization; for this reason it is not always possible to note in detail the development of these elements.

f) Tabulae

The tabulae are also numerous in nearly all of the colonies analysed. Although they sometimes show a very regular pattern (Pl. XVIII, fig. 3, some areas), irregular or incomplete tabulae, sometimes clearly linked to the presence of pores, can also be frequently observed (Pl. XVII, fig. 5; Pl. XVIII, fig. 3, some areas).

Distance between tabulae shows marked variation both at intra and intercolonial level (Pl. II, figs. 1-3). In the same specimen, the most distanced tabulae are found in the initial zones, or in those of post necrosis colonial growth. Distances oscillate between 0.1 and 0.85 mm, the most usual being, in the majority of colonies, separations closer to the lower measurement, between 0.1 and 0.5 mm.

g) Other observations

In longitudinal section, owing to the morphology of the corallites, the apparent diameter of these varies according to the position of the section (parallel or perpendicular to largest diameter). Compare longitudinal sections in figures Pl. XVII, fig. 5 and Pl. XVIII, fig. 3.

In these sections, various examples of the generation of new corallites can be seen, produced by lateral increase with basal pore (Pl. XVIII, fig. 1), which can be closed by a small tabula acting as a pore-plate.

Longitudinal sections also allow the recognition of the same astogenetic model in all of the samples studied. Wherever this is visible, the origin of the colonies, and the post necrosis re-growth, is designated as dark and thin-walled corallites, lacking septal elements, and covering a hard substratum (Pl. XVIII, figs. 1, 4); thus it represents an horizontal growth, where the lines of transverse section corallites are usually visible.

For a while these corallites maintain rapid growth (thin walls, highly separated tabulae) horizontally or simply parallel to the substratum over which they grow, to later grow either at an angle to, or perpendicular to, this substratum (Pl. XVIII, figs. 1, 2 and 4). The same model is repeated posterior to, a sometimes severe, necrosis, produced by the fall of sediment on the upper surface of the colonies.

2) Discussion

Massive cerioid colonies with corallites possessing alveolite profile, thin walls in the origin of colonial growth, septal elements consisting basically of spines, single row pores, and lateral increase - such as those described above - are assigned to the genus *Alveolites* Lamarck

For specific assignation, a three stage process was followed: 1) selection of features of systematic importance; 2) comparison of colonies from different locations (intrapopulation variation); and 3) comparison with species of the genus *Alveolites* Lamarck described in the literature.

a) Selection of features of systematic importance.

Owing to the reduced number of quantifiable features displayed by tabulate corals in general, and alveolites in particular, all present features are usually used to identify species. However, some of these features are strongly influenced by environmental conditions, and others can be fairly similar even in species that are not close.

Of the features given in the description, the external morphology, the distance between consecutive tabulae, and the septal element development have a clear external influence. The wall thickness (in the absence of intensive recrystallizations) and the diameter of the pores remains fairly constant in the forms studied, but both features have similar dimensions in many *Alveolites* species. Therefore, only measurements that are related to the diameter of the corallites were used in statistical analysis.

b) Comparison between colonies originating in different localities.

Two different statistical studies were applied in this comparison. Firstly, two cluster analyses were carried out, using both the large (maximum) and small (minimum) diameter. In both cases, similar results were obtained. The clusters thus defined (between 5 and 2 groups) did not coincide in any way with groups of different origin and the sample collected in the section of Bidu (the most numerous) showed high levels of instability.

In the second analysis, box diagrams were made showing all the analysed samples according to diameter sizes (large and small). The results are given in fig. 2.

Regression analysis enabled the authors to confirm that the relation between both diameters was 0.51. For this reason, we can say that both measurements give similar statistical information. However, the large diameter shows a more normal distribution than that shown by the small diameter (compare fig. 2 a vs. b), which represents a greater dispersion in their values. The best confiability of large diameter leads us to select it as the most satisfactory measure to the specific classification of these samples.

As can be seen in the diagrams, there is a undeniable variability in the values of the data collected. However, except in a few concrete cases (particularly in the samples coming from Kal-e Sardar, which have corallite diameters slightly smaller than those of colonies from other localities, see Table I and fig. 3), the range of this data remains within well-defined limits. Thus, all the colonies studied can be considered co-specific (fig. 3).

c) Specific determination

Alveolites is a very common genus in the Devonian reefal facies worldwide. This fact, in combination with the difficulties mentioned above of their classification, has multiplied, no doubt artificially, the number of species assigned to the genus.

One of the most cited is the type species *Alveolites suborbicularis* Lamarck which shares with the Iranian colonies all the qualitative features, the wall thickness and the pore diameter. However, *A. suborbicularis* has bigger corallites (large diameter between 0.6 and 1 mm; small diameter between 0.4 and 0.6 mm).

Many species close to *A. suborbicularis* have been described. Among them, Lecompte (1939) defined *Alveolites parvus* with material from the Frasnian of the Dinant Basin. This species is quite close to *A. suborbicularis* but the corallites are smaller (large diameter between 0.5 and 0.6 mm and small diameter between 0.35 and 0.4 mm), than the corallites of this species.

At the same time, the *Alveolites parvus* corallites are similar in size to the measurements obtained from the Iranian material. The main difference between *A. parvus* and the Iranian material is that the corallites described in this paper are sometimes slightly bigger. In the opinion of the authors, this slight variation is not of sufficient significance to assign the Iranian samples to a different species.

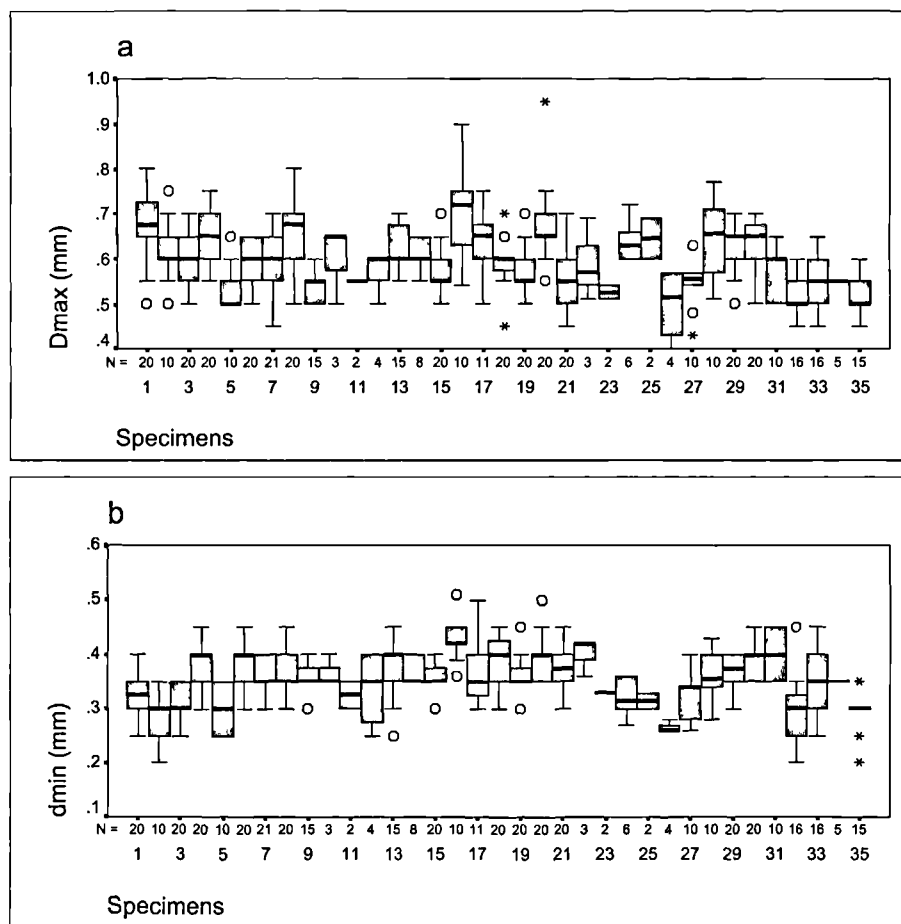


Fig. 2. — Box and whisker displays representing the dimensions (in mm, Y axis) of the measured corallites in the specimens studied. Box: interquartile range or IQR. Line into the box: median. Lines out of the box (whiskers): 1.5 x IQR. ° and * (outliers): remote and extreme values. On the X axis measured specimens: Bidu River section (1 to 22); Ab Bid section (23 to 25); Kuh-e Kaftar section (26 to 31) and Kal-e Sardar section (32 to 35). N = number of measures taken in each sample.

- a) Box and whisker displays representing the dimensions of the large inner diameter (D maximum = maximum inner diameter)
- b) Box and whisker displays representing the dimensions of the small inner diameter (D minimum = minimum inner diameter)

Fig. 2. — Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions (en mm, ordonnée) des polypierites mesurés parmi les exemplaires étudiés. Boîte: intervalle interquartile ou IQR. Ligne dans la boîte: médiane. Lignes hors de la boîte (moustaches): 1.5 x IQR. ° et * (outliers): valeurs éloignées et extrêmes. Horizontalement, spécimens mesurés: Coupe de Bidu River (1 to 22); coupe d'Ab Bid (23 to 25); coupe de Kuh-e Kaftar (26 to 31) et coupe de Kal-e Sardar (32 to 35). N = nombre de mesures prises sur chaque échantillon.

- a) Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions du grand diamètre interne (D maximum = diamètre maximum).
- b) Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions du petit diamètre interne (D minimum = diamètre minimum).

Alveolites lindensis Iven 1980, from the lower Givetian of the Bergisches land (Rheinisches Schiefergebirge) is a little known form, poorly differentiated from other species of the suborbicularis group. It is fairly close in size to the Iranian samples, and thus, to *Alveolites parvus* although having thinner walls.

Finally, *Alveolites intermixtus minimus* (Iven, 1980), from the Eifelian of the Bergisches land (Rheinisches Schiefergebirge), has similar dimensions to that of the Iranian material, but the species has traditionally been characterized by the full development of the main septal spines ("hauptdom"), which are only occasionally present in the Iranian samples. Nevertheless, in our specimens and in most of the Alveolitic species, the septal spines density is shown to be very variable.

Thus, the authors believe that the colonies described in this paper can be assigned to the species *Alveolites parvus* Lecompte, which is quite close to, (if not co-specific with) *A. lindensis* Iven and to *A. intermixtus minimus* (Iven). *A. parvus* has been found in the Frasnian of the Dinant Basin (Lecompte, 1939) and of the Russian Platform (Sokolov, 1952); also in the Givetian of the Holy Cross Mountains in Poland (Stasinska, 1958) and of the Cantabrian Mountains of Northern Spain (Fernández-Martínez, 1993).

IV. — PALAEOECOLOGICAL CONSIDERATIONS

External morphology of the alveolitic colonies shows a broad phenotypic plasticity related to environmental changes occurring during the astogenetic development of these

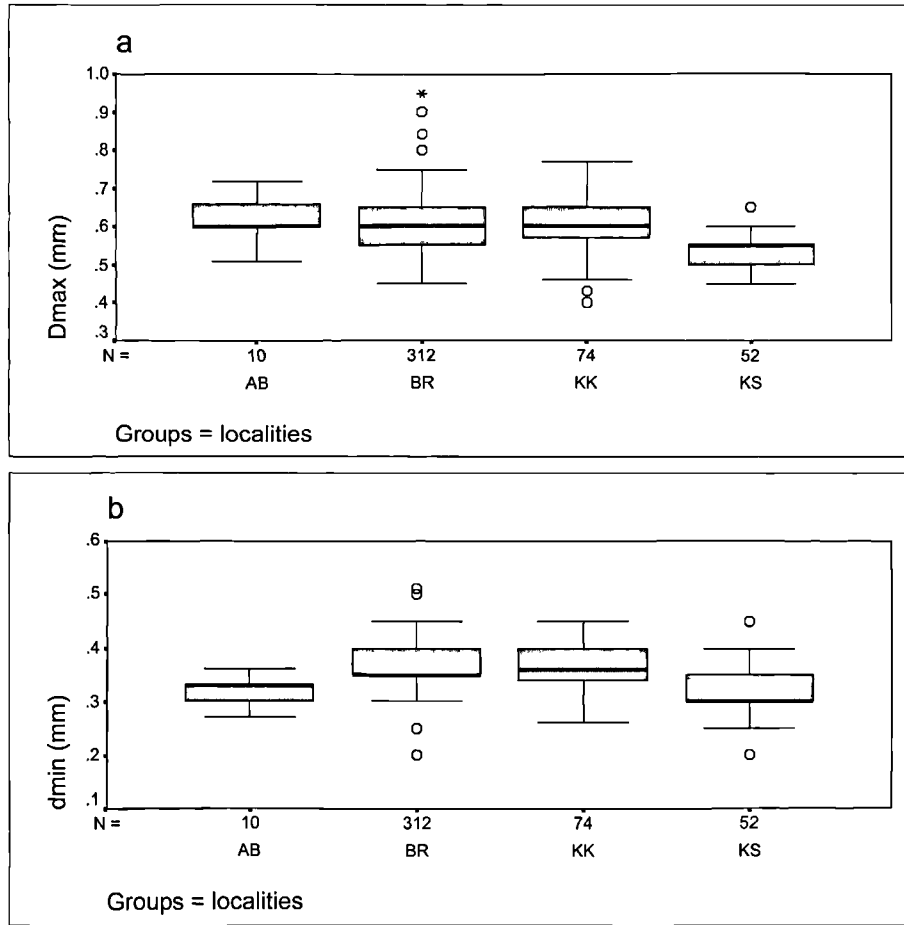


Fig. 3. — Box and whisker displays representing the dimensions (in mm, Y axis) of the measured corallites in the specimens studied sorted by origin (X axis). AB = Ab-Bid section; BR = Bidu River section; KK = Kuf-e Kaftar section and KS = Sal-e Sardar section. Same caption of fig. 2.

- a) Box and whisker displays representing the dimensions of the large inner diameter (D maximum = maximum inner diameter)
- b) Box and whisker displays representing the dimensions of the small inner diameter (D minimum = minimum inner diameter)

Fig. 3. — Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions (en mm, ordonnée) des polypierites mesurés parmi les exemplaires étudiés regroupés selon la section d'origine (axe X). AB = section Ab-Bid; BR = section Bidu River; KK = section Kuf-e Kaftar et KS = section Sal-e Sardar. Même légende que pour fig. 2.

- a) Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions du grand diamètre interne (D maximum = diamètre maximum).
- b) Diagramme de type boîte à moustaches représentant les dimensions du petit diamètre interne (D minimum = diamètre minimum).

modular animals. The morphology of the specimens studied can be placed at some point on a continuum that ranges from laminar to tabular and to hemispherical forms. All of them, especially the latter ones, can show different degrees of irregularity. Basically, these colonies seem to be laminar at the start of growth, later showing a clear tendency to be tabular and domed. Final morphology is mainly dictated by rate of growth, plus frequency and location of necrosis. Frequent and regular necroses usually cause an erratic morphology and, within the hemispherical forms, fairly thick sediment layers are often seen.

Basically, whilst staying within the continuum described above, all colonies from the four sections studied show slightly different morphologies.

Colonies from Kuh-e Kaftar section n° 2 (Chahriseh area) are laminar and tabular, showing numerous necroses, the latter being obvious from the layers – sometimes significant –

of argillaceous matrix, and often having small gastropods attached to the lower surface, whilst on the upper surface, small bryozoan colonies frequently established post-mortem.

The colonies collected in the locality of Kal-e-Sardar (Tabas area) are also mostly laminar and are associated with stromatoproids and some massive rugose corals.

The three specimens coming from Ab-Bid (Bidu area) show laminar morphologies and they are related to stromatoproids.

The alveolitid corals from the Bidu section are very diverse in form, but can be divided into two groups. Samples from Biozone 6 (after Brice, 1977) are tabular, hemispherical and irregular, medium to big in size, with numerous signs of necrosis of little significance, rapidly repaired. Several of the samples collected in this locality were found to have grown on stromatoproids – usually thin- which in turn had grown on

rugose corals. On the other hand, samples collected from immediately beneath this layer, and three examples of unknown origin (collected by Lapparent, possibly in 1972; I-BR-1ab/2, I-BR-1c/5 y I-BR-1c/6), are laminar.

It has been traditional to interpret stromatoporoids and alveolitid corals with laminar morphologies in coexistence as colonizers of soft substrates, in both quiet and moderately energetic environments. The existence of necrosis associated with layers of argillaceous matrix demonstrates a periodic fall of sediments. In the case of the Biozone 6 layer, the muddy supply is occasionally significant and would seem to recur with undetermined frequency.

In these sometimes muddy waters, the alveolitids' capacity for regeneration would have been a very important factor for the survival of the colonies.

V. — PALAEOBIOGEOGRAPHIC REMARKS

Brice *et al.* (1999) achieved an approximation to the palaeobiogeographic connections in the Upper Devonian faunas of central and eastern Iran, documented through rugose corals, stromatoporoids and brachiopods studies. In this paper, the data obtained by the systematic study of the alveolitids in the scheme proposed by these authors will be added.

At the generic level, Frasnian tabulate corals are cosmopolitan, being the faunas dominated by Alveolitidae and species of Thamnoporidae. Some genera of second family as well as *Alveolites* appeared conspicuously in all the reefal facies of the Middle and Upper Devonian. They are also the main representatives of the tabulate faunas in the reefal levels of the Frasnian studied in different sections of Iran. Another recognised taxa in these outcrops, despite being less abundant than the above mentioned, is *Scoliopora* sp. (Mistiaen and Gholamalian, 2000), a very common branched alveolitid, which is found with *Alveolites* in the Givetian and Frasnian reefs of Eurasia.

Other genera mentioned in the literature (*Favosites* sp., *Heliolites* sp., *Michelinia* sp. and *Cladochonus* sp., see Mistiaen and Gholamalian, 2000), have not been found in the studied material for this paper, probably due to biostratigraphic and facial reasons; nevertheless, all cases are cosmopolitan.

At the subgeneric level, two species of tabulate coral have been reported from Iran. *Thecostegites bouchardi* (Michelin) has been described by Mistiaen and Gholamalian (2000); it is

a fairly uncommon but broadly distributed species, which has been reported from the Frasnian of Belgium, France, Poland, Russian Platform, Pakistan and China. Also, from the Upper Givetian of the Cantabrian Mountains and from the Upper Givetian or ? Lower Frasnian of Afghanistan.

On the other hand, the Alveolitid corals studied in this paper and coming from different sections in Kerman, Chahriseh and Tabas areas, are represented by *Alveolites parvus* Lecompte. As mentioned above, *Alveolites parvus* has been described from the Holy Cross Mountains in Poland (Givetian), the Cantabrian Mountains in Spain (Upper Givetian), the Dinant Basin in Belgium (Frasnian) and the Russian Platform (Frasnian).

As Brice *et al.* (1999) established, brachiopods, rugose corals and stromatoporoids data indicate a close relationship between central and east regions from Iran and Russian Platform and Poland (level III from these authors) and even close with Spain and Belgium. In Spain, as well as in Poland, *Alveolites parvus* has been mentioned in the Givetian and not in the Frasnian; although no systematic detailed study of the tabulates which are presented in the reefal sediments of this age has been done, to date, in either region.

The absence of frasnian reefal sediments and/or systematic published data also hinders the comparison of tabulate faunas from Iran with those from other proximal regions. But the species under investigation could well be abundant in the Frasnian of Afghanistan.

In conclusion, the authors wish to indicate that although *Alveolites parvus* has not been mentioned in several areas in Europe or Asia, these are clearly connected with those where *Alveolites parvus* has been cited. Note that in these same areas, *Alveolites suborbicularis* and other species related to faunas from Iran have been mentioned.

Therefore, the presence of *Alveolites parvus* Lecompte in the reefal outcrops from the Upper Devonian of Iran supports the relationship found in this region and other areas from the northern margin of Gondwana, as well as the important increase in cosmopolitanism of the benthic marine invertebrate during the Frasnian.

Acknowledgements. — This paper is a contribution to DGICYT PB-98/1563 project, Origen y extinción de los arrecifes devónicos de la Cordillera Cantábrica: factores de control y su relación con los acontecimientos bio-geológicos and to IGCP 421 project, North Gondwana mid-Palaeozoic biogeography/bioevent patterns in relation to crustal dynamics. The authors are also greatly indebted to Dr. Pablo Muñoz, University of Salamanca, for help with statistical analysis, Yves Plusquellec for reviews of the manuscript and improvement and Jean-Christophe Dissart for help and advice.

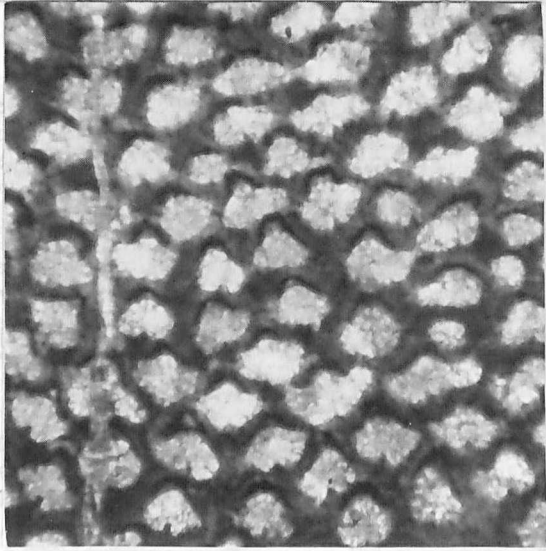
BIBLIOGRAPHY

- BRICE D., MISTIAEN B. & ROHART J.CI. (1999). — New data on the distribution of brachiopods, rugose corals and stromatoporoids in Upper Devonian of central and eastern Iran. Paleobiogeographical implications. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, Lille. 7 (2^{ème} sér.), 1: 21-32, 6 fig., 6 tabl.
- DASTAMPOUR M. (1996). — Late Devonian reef in north Kerman province. *Journal of Science*. University of Tehran . 22 (1): 1-11.
- DJAFARIAN M.A. (1972). — Stratigraphie des séries à Brachiopodes du Paléozoïque supérieur dans le Plateau central d'Iran. *Thèse, Université de Lyon*. 1-72 (Unpublished).
- DJAFARIAN M.A. and BRICE D. (1973). — Biostratigraphie des Brachiopodes dans le Dévonien supérieur de la région d'Ispahan (Iran Central). Mise en évidence de la Zone d'Etroeungt. *Compte-Rendus Académie des Sciences*, Paris. 276: 2125-2128.

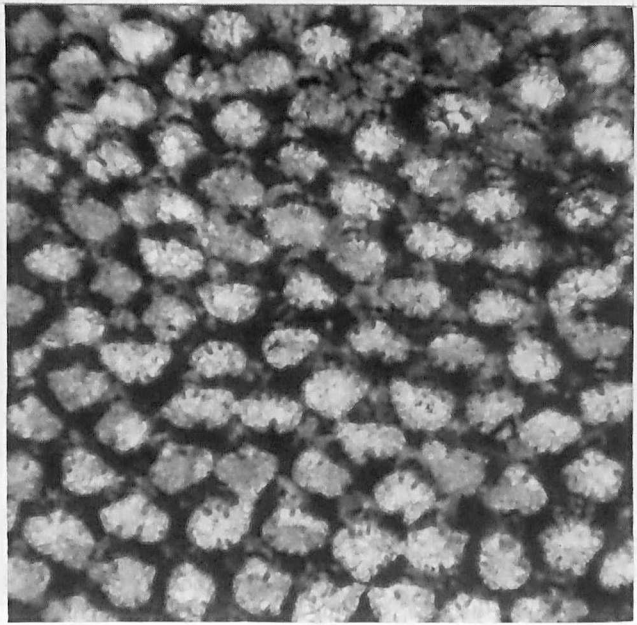
- FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E. M. (1993). — Tabulados y Chaetetidos de las Formaciones Moniello-Santa Lucía y Candás-Portilla (Devónico, Cordillera Cantábrica, NW de España). (Unpublished M. Sc. Thesis).
- GHOLAMALIAN H. (1997). — Biostratigraphy of the Late Devonian succession based on conodonts and microvertebrates in the Chahrisheh area, NE Isfahan, Central Iran. (Unpublished M. Sc. Thesis).
- GHOLAMALIAN, H. (1998). — Biostratigraphy of the Late Devonian sediments based on conodont species in the Chahrisheh area, north-east of Esfahan. In MAWSON R., TALENT J., WILSON G., UNESCO-IGCP Project 421, North Gondwanan mid-Palaeozoic bioevent/biogeography pattern in relation to crustal dynamics. Esfahan meeting, 5-20 December 1998: 13.
- GHOLAMALIAN H., TURNER S., BURROW C. J. and YAZDI M. (2000). — Recovery of Late Devonian (Frasnian) Microvertebrates and conodonts from the Chahrisheh area, Northeast of Esfahan, Iran. In COCKLE P., WILSON G., BROCK G., ENGELBRETSSEN M., SIMPSON A. and WINCHESTER-SEETO T. — UNESCO-IGCP Project, Geological Society of Australia abstracts number 61, Orange meeting, 11-15 July 2000: 159.
- GOLSHANI F., JANVIER Ph., BRICE D., CORSIN P. and LAPPARENT A. de (1972). — Découverte d'une faune de Poissons et de restes de Végétaux dans le Dévonien supérieur de Bidu, en Iran central. *Comptes-rendus Académie des Sciences*, Paris. 275: 2103-2106.
- IVEN, C. (1980). — Alveolitiden und Heliolitiden aus dem Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica* (A), 167(4-6):121-179.
- LAFUSTE J. (1984). — Microstructure of *Planalveolites* Lang and Smith, 1939 (Tabulata, Silurian). *Palaeontographica Americana*. 54: 485-488, 6 fig. 1 pl.
- LECOMPTE, M (1939). — Les Tabulés du Dévonien moyen et supérieur du bord sud du Bassin de Dinant. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 90: 1-229.
- MISTIAEN B. (1999b). — On some Devonian (Frasnian) stromatoporoids from Kerman Province, eastern Iran. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, Lille. 7 (2^{ème} sér.), 1: 33-44, 1 fig., pl. 3-5.
- MISTIAEN, B. (2001). — Devonian stromatoporoids and other reef organisms from Kal-e Sardar (Shotori Range, Iran). Biostratigraphic and palaeogeographic implications. In YOLKIN, E., TALENT, J. and WEBBY, B. Ed. Contribution to Siberian IGCP 410/421 joint Meeting, Novosibirsk: 102-103, 1 fig.
- MISTIAEN, B. and FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, E. (2001). — Alveolitidos y estromatopóridos del Devónico de Irán: consideraciones paleobiogeográficas. In: MELÉNDEZ, G.; HERRERA, Z.; DELVENE, G. y AZANZA, B. (2001). *Actas de las XVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. Albaracín: 557-564, 3 figs.
- MISTIAEN B. and GHOLAMALIAN H. (2000). — Stromatoporoids and some Tabulate Corals from Chahrisheh area (Esfahan Province, Central Iran). *Annales de la Société géologique du Nord, Lille*. 8 (2^{ème} sér.): 81-91, 1 fig. 1 tabl. pl. 6-7.
- MISTIAEN B., GHOLAMALIAN H., GOURVENNEC R., PLUSQUELLEC Y., BIGEY F., BRICE D., FEIST M., FEIST R., GHOBADI POUR M., KEBRIA-EE M., MILHAU B., NICOLLIN J.P., ROHART J.Cl., VACHARD D. and YAZDI M. (2000). — Preliminary data on the Upper Devonian (Frasnian, Famennian) and Permian fauna and flora from the Chahrisheh area (Esfahan Province, Central Iran). *Ann. Soc. Géol. du Nord, Lille*. 8 (2^{ème} sér.): 93-102, 2 fig. 2 tabl. pl. 8.
- SHARKOVSKI M., SUSOV M. and KRIVYAKIN B. (1984). — Geology of the Anarak Area (Central Iran). Explanatory Text of the Anakak Quadrangle Map. 1:250000. *Geological Survey of Iran*. Report 19: 1-143, 34 fig. 20 tabl.
- SOKOLOV, B. S. (1952). — *Paleozoic Tabulata of the European parts of the URSS, Part. 4: Devonian of the Russian Platform and the western Urals*. VNIGRI, 62: 1-291.
- STASINSKA, A. (1958). — Tabulata, Heliolitida et Chaetetida du Dévonien Moyen des Monts de Sainte-Croix. *Acta Palaeontologica Polonica*, III: 3-4.
- WENDT J., HAYER J. and BAVANDPUR A.K. (1997). — Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Abhandlungen*. 206 (3): 277-322.
- YAZDI M., GHAZIFARD A. and coll. (1998). — Palaeozoic sequences of Central & East of Iran. Excursion guide IGCP 421. Department of Geology, Faculty of Sciences University of Isfahan, Iran: 1-73.

PLATES XVII

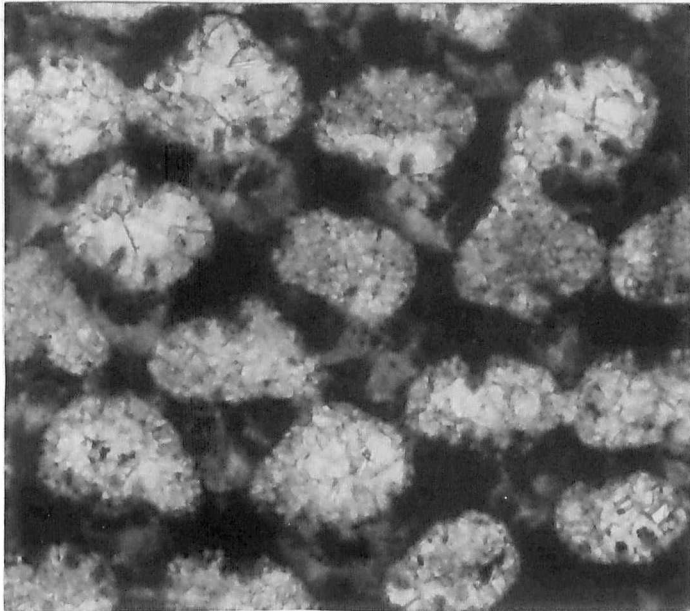
- Fig. 1. — Specimen I-BR-2-71/33 [GFCL 3959]. Transverse section showing the variation of the alveoloid corallites outline and the occasional presence of solitary, big spines (“hauptdorn” type). x15.
- Fig. 1. — *Spécimen I-BR-2-71/33 [GFCL 3959]. Coupe transversale montrant les variations du contour des polypiérites alvéolitoïdes et la présence occasionnelle de grosses épines isolées (type « hauptdorn ») x 15.*
- Fig. 2. — Specimen I-BR-3A-71/21 [GFCL 3960]. Transverse section showing the outline of the corallites and the development of the septal elements. x15.
- Fig. 2. — *Spécimen I-BR-3A-71/21 [GFCL 3960]. Coupe transversale montrant le contour des polypiérites et le développement d'éléments septaux. x 15.*
- Fig. 3. — Same specimen as Fig. 2. Detail of a transverse section showing the corallites' outline and some mural pores, mostly situated on the lateral faces of the corallites. Note the septal elements which are basically composed of numerous, small spines developed on all sides of the corallites. x37.5
- Fig. 3. — *Même spécimen que la figure 2. Détail d'une coupe transversale montrant le contour des polypiérites et quelques pores muraux, surtout situés sur les faces latérales des polypiérites. A remarquer les éléments septaux qui sont fondamentalement composés de nombreuses petites épines développées sur tous les côtés des polypiérites. x 37,5.*
- Fig. 4. — Specimen I-BR-1ab/2 [GFCL 3961]. Transverse section, slightly oblique. Note the important intracolony variation in the thickness and appearance of the wall. x15.
- Fig. 4. — *Spécimen I-BR-1ab/2 [GFCL 3961]. Coupe transversale, légèrement oblique. A remarquer l'importance de la variation intracolony de l'épaisseur et de l'aspect des murailles. x 15.*
- Fig. 5. — Specimen I-BR-1d/22 [GFCL 3962]. Longitudinal section showing the appearance of the wall (with local presence of “jet d'eau” type structures: white arrow), some pores and the tabulae pattern. x15.
- Fig. 5. — *Spécimen I-BR-1d/22. (GFCL 3962). Coupe longitudinale montrant l'aspect de la muraille (avec la présence locale d'une structure « en jet d'eau », flèche blanche), quelques pores et l'allure des planchers ; x 15.*



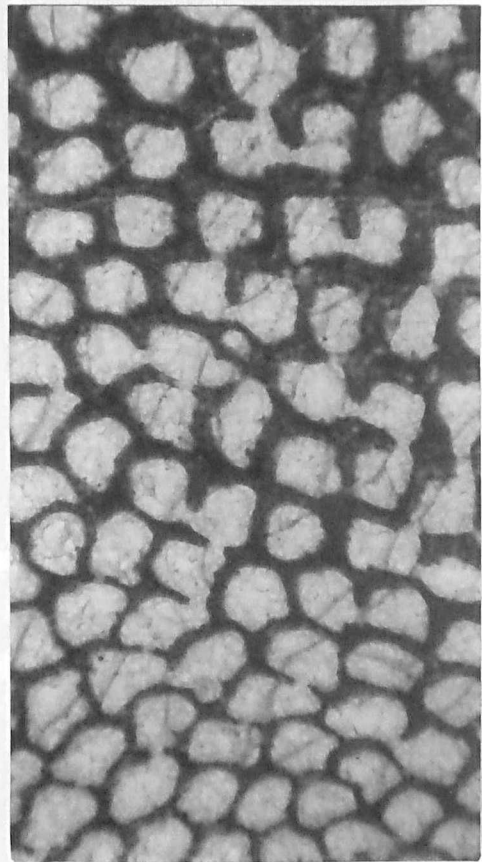
1



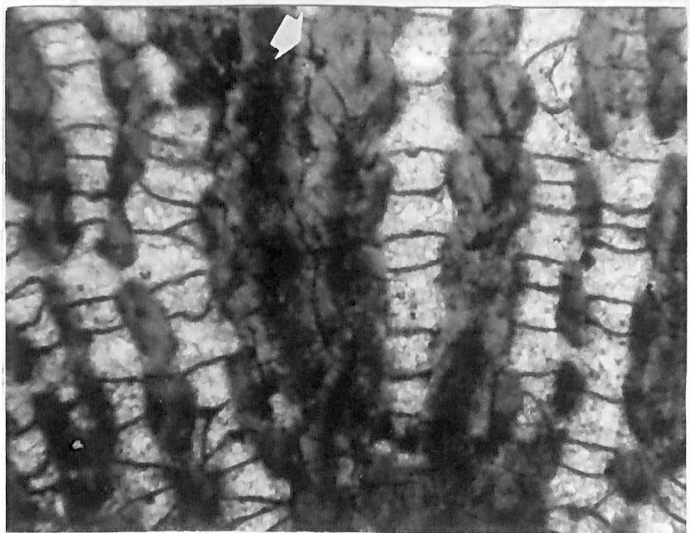
2



3



4



5

PLATES XVIII

Fig. 1. — Specimen I-BR-1ab/2 [GFCL 3961] (same as in Plate I, fig. 4) exactly where colonial growth (placed on the right of the figure) starts. Note the path taken by the corallites and the reduced thickness of the wall in this area of the colony. x15.

Fig. 1. — Spécimen I-BR-1ab/2 [GFCL 3961] (même spécimen que la planche I, fig. 4) exactement là où la croissance de la colonie (à droite sur la figure) commence. A remarquer le parcours suivi par les polypiérites et l'épaisseur réduite de la muraille dans cette partie de la colonie. x 15.

Fig. 2. — Specimen I-BR-3A-71/21 [GFCL 3960] (same as in Plate I, figs. 2 and 3). Longitudinal section at the precise point where the corallites start to become vertical, at the beginning of a regeneration. Note the slender wall and the alignment of the pores. Observe also the tabulae, showing a rather regular pattern, more distanced at the beginning of the upright than during the normal horizontal growth of the corallites. x15.

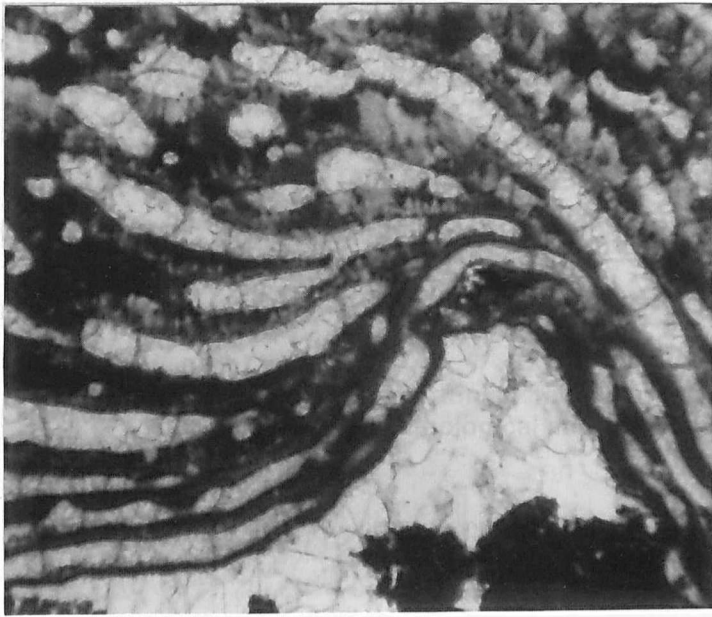
Fig. 2. — Spécimen I-BR-3A-71/21 [GFCL 3961] (même spécimen que la planche I, fig. 2 et 3). Coupe longitudinale à l'endroit précis où les polypiérites commencent à devenir verticaux, au début d'une régénération. A remarquer la finesse des murailles et l'alignement des pores. A remarquer aussi les planchers montrant une distribution assez régulière, plus écartés au début de la croissance verticale des polypiérites que pendant leur croissance normale horizontale. x 15.

Fig. 3. — Specimen I-BR-1d/22 [GFCL 3962] (same sample as in Plate I, fig. 5). Longitudinal section. Observe the alignment of the pores, arranged in the middle part of a face. Note also the tabulae design, locally rather irregular. x15.

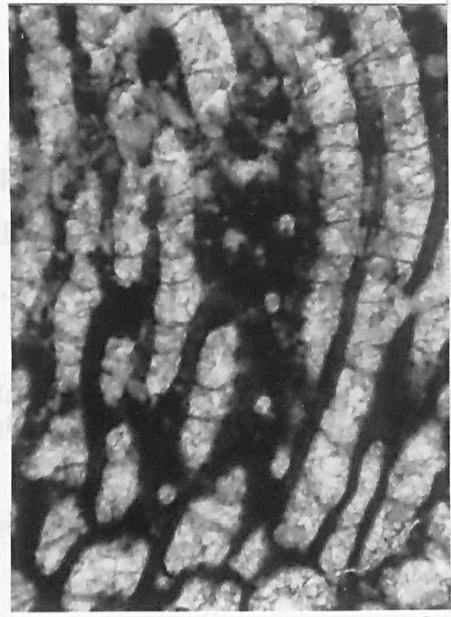
Fig. 3. — Spécimen I-BR-1d/22 [GFCL 3962] (le même que planche I, fig. 5). Coupe longitudinale. A remarquer l'alignement des pores, situés sur la partie moyenne des faces. A noter aussi l'allure des planchers, localement assez irréguliers. x 15.

Fig. 4. — Specimen I-BR-1d/23 [GFCL 3963]. Longitudinal section in a region showing a post necrosis regeneration. Note the reduced thickness of the wall and the fairly lying disposition of the corallites. x15.

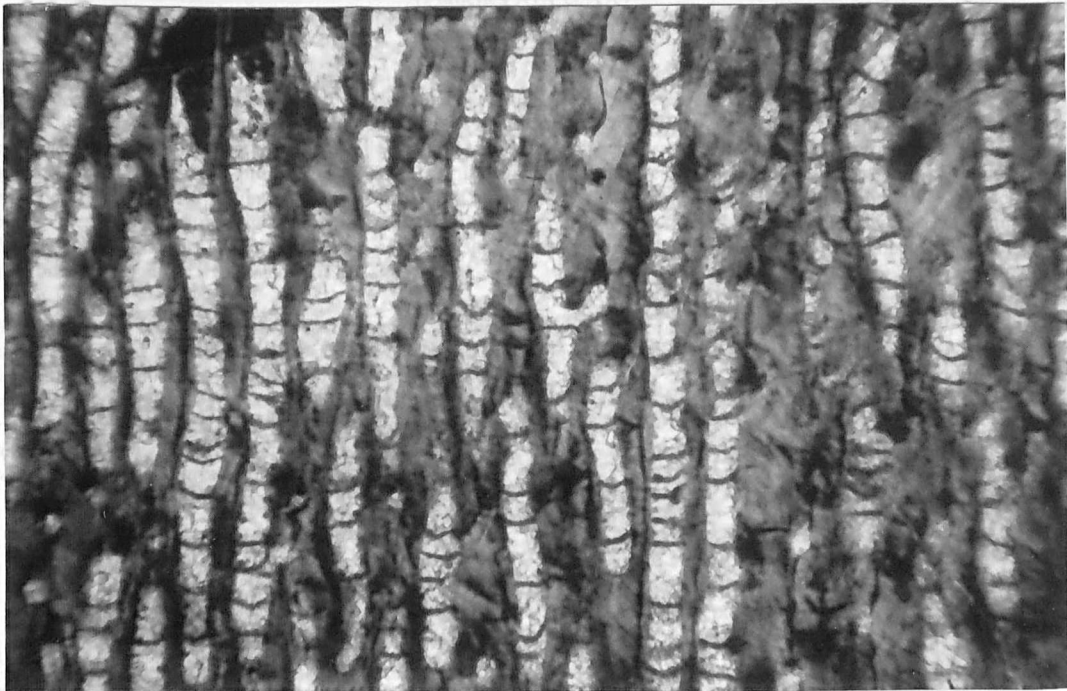
Fig. 4. — Spécimen I-BR-1d/23 [GFCL 3963]. Coupe longitudinale dans une région montrant une régénérescence post-nécrose. A remarquer l'épaisseur réduite des murailles et la disposition assez couchée des polypiérites. x 15.



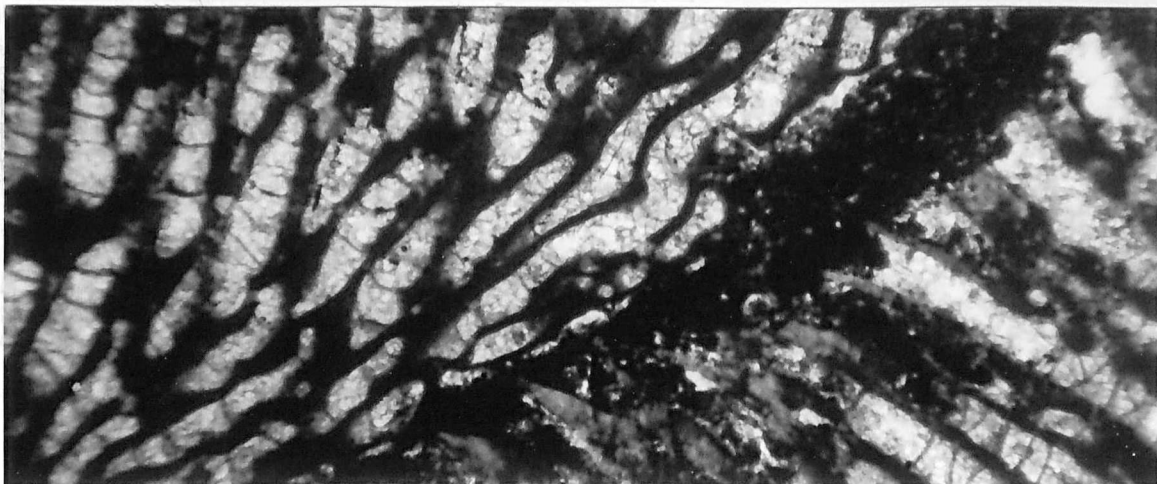
1



2



3



4

LES FALUNS TORTONIENS (MIOCENE SUPERIEUR) DE NOYANT-LA-PLAINE, (OUEST DE LA FRANCE). NOUVELLES DONNEES LITHOLOGIQUES ET PALEONTOLOGIQUES.

The tortonian 'faluns' at Noyant-la-Plaine New lithological and palaeontological data.

par Philippe COURVILLE (*) et Catherine CRONIER (**)

(Planches XIX et XX)

Résumé.— Une coupe récemment levée par les auteurs dans les « faluns à térébratules » de Noyant-la-Plaine (49), permet d'individualiser plusieurs unités lithologiques : unité conglomératique (FT1) postérieure à la surface topographique cénomaniennne, de milieu peu profond, scellée par des argiles plus distales ; unités sableuses ou microconglomératiques à grandes obliques, de milieu plus profond (FT2-3) ; unité cimentée, à litage entrecroisé, à faunes remaniées, de milieu peu profond (FT4), coiffée par une surface d'abrasion. Très riches en térébratules, ces faciès correspondent à un faciès à bryozoaires atypique (« savignéen »), essentiellement d'âge Serravallien final et surtout Tortonien. Les Pectinidés fournissent les éléments les plus typiques des assemblages, avec *P. praebenedictus*, puis une forme affine. L'ensemble est surmonté par les faluns « redoniens » (FT5).

Abstract. — A new section was recently sampled in the 'faluns à térébratules' from Noyant-la-Plaine (49); it exhibits several lithological units: conglomerate unit (FT1) posterior to the topographic, post-cenomanian surface; it corresponds to shallow marine environments; sandy to micro-conglomeratic units (FT2-3), with oblic bedding, of deeper palaeoenvironments; cemented unit (FT4), with cross-bedding, and top erosive surface, of shallow environments. These rich *Terebratula*-beds belong to an untypical bryozoa-facies ('savignean'), which age ranges from uppermost Serravallian to Tortonian. The more typical faunistic elements belong to the Pectinids, with the species *P. praebenedictus*. The 'faluns à térébratules' are overlaid by 'redonian'.

I. — INTRODUCTION

Les faluns d'Anjou (Noyant-la-Plaine, Doué-la-Fontaine,... ; fig. 1) sont bien connus pour leur grande richesse en macro-organismes variés : en fonction des faciès, bivalves puis gastéropodes sont prédominants. Ils ont donc été assez abondamment étudiés, notamment des points de vue de leur diversité paléontologique (Dollfus & Dautzenberg, 1902-1920, pour les lamellibranches ; Glibert, 1949-1952, pour les gastéropodes ; Ginsburg & Mornand, 1986, pour les mammifères, etc.) et sédimentologique (Lecointre, 1947 ; Denizot, 1972). L'étude de détail de la plupart des bassins

montre que malgré leur apparente homogénéité faciologique, les milieux de dépôt sont variés. De même, la riche littérature montre que les faluns sont extrêmement hétérogènes sur les plans : (1), de l'âge des dépôts localement préservés et (2), conséquemment, des associations rencontrées. Ceci est particulièrement vrai si on s'intéresse aux espèces de Pectinidés mentionnés dans les gisements par les différents auteurs. Pour ce groupe comme pour les autres groupes benthiques d'ailleurs, il est probable que les facteurs environnementaux locaux (paléoprofondeur, agitation, nature du substrat), contraignent fortement les distributions et les associations.

(*) Laboratoire de Géologie Sédimentaire, U.M.R. 6118 Géosciences, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Bât. 15, 35042 Rennes Cedex. E-mail : Philippe.Courville@univ-rennes1.fr

(**) U.S.T.L, Sciences de la Terre, SN5, Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque, U.M.R. C.N.R.S. 8014, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex. E-mail : Catherine.Cronier@univ-lille1.fr

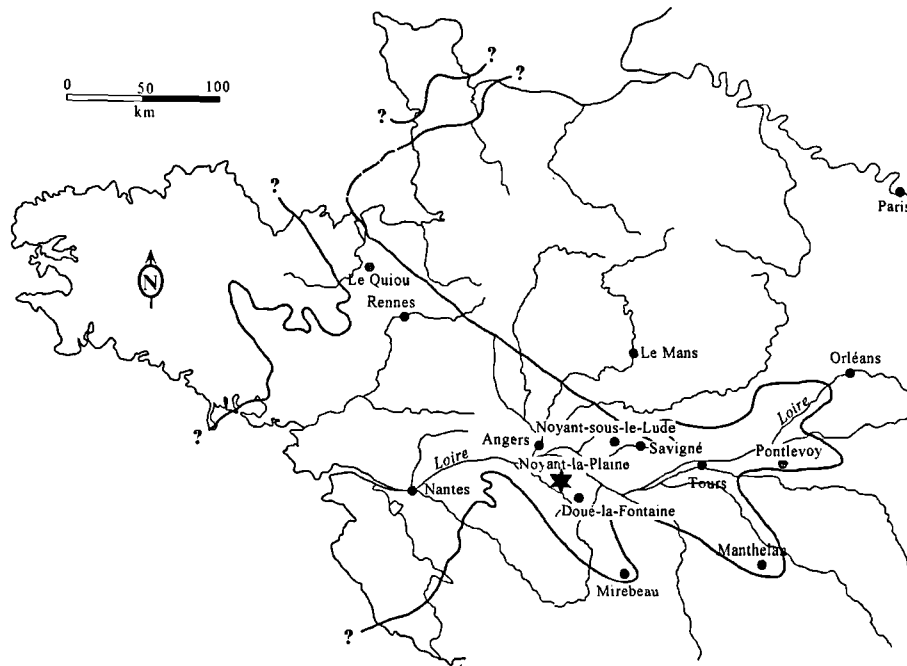


Fig. 1. — Localisation géographique de la coupe (étoile). Les points en grisé représentent les affleurements de faluns échantillonnés récemment. Extension maximum probable de la mer des faluns, modifié d'après Charrier & Palbras, 1979.

Fig. 1. — Geographical location of the section (black star). The grey spots correspond to the recently sampled outcrops. Maximal extension of the 'Falun Sea', modified from Charrier & Palbras, 1979.

II. — LES FALUNS A TEREBRATULES : SUCCESSION LITHO-FACIOLOGIQUE

Dans la région de Noyant-la-Plaine et dans les petits bassins situés à l'Ouest et au Sud-Ouest (fig. 2), s'étendent des faluns souvent de teinte ocre-rouge de type "savignéen", dont l'originalité provient de leur richesse extrême en térébratules ; faute de révision, nous nous contentons d'attribuer cette forme de très grande taille à *Terebratula perforata* DeFrance, la plus régulièrement citée dans la région (Dollfus & Dautzenberg, 1902-1920 [*T. hoernesii* Suess] ; Brébion *et al.*, 1977 ; Ginsburg & Mornand, 1986) (Pl. XIX, fig. 6-7). De grands oursins (*Echinolampas*) constituent un élément faunique remarquable de ces niveaux (Pl. XIX, fig. 8).

Les faluns à térébratules exposent typiquement quatre unités lithologiques (A, fig. 2), au-dessus du substratum Crétacé (Argiles et Marnes à *Rhynchostrea* *columba*, détermination B. Videt, Rennes) :

Unité FT1. Niveau microconglomératique (parfois conglomératique), à matrice argileuse blanchâtre très abondante, épais de 5 cm à 1 m. A Noyant-la-Plaine, il est préservé dans les dépressions topographiques au toit des marnes cénomaniennes ; vers l'Est, il se résout en un lit centimétrique à galets épars.

Unité FT2. Niveau microconglomératique rougeâtre, de 0 à 50 cm.

Unité FT3. Sables à grandes lamines en général peu consolidés, épais de 5 à 8 m, à térébratules et divers peuplements d'échinides. Ce faciès grossier à lits microconglomératiques fréquents, organisé en

lamines obliques-plan (2D) ou à litage "entrecroisé" (3D) au sommet. Il est très riche en bryozoaires et bivalves à coquilles calcitiques (coquilles aragonitiques dissoutes), et correspond au type "Savignéen" *Auct.* Sous son faciès « ordinaire », il peut être observé à Doué-la-Fontaine, à 10 km au Sud ; son originalité vient ici de sa grande richesse en térébratules.

Unité FT4. Sable microconglomératique, consolidé sur 0,5 m, à très nombreuses scutelles remaniées (Pl. XIX, fig. 1-2).

L'unité se termine par une surface d'abrasion durcie, notée (S) ; A, fig. 2. Elle montre de nombreux organismes (scutelles notamment), disposés à plat, et dont l'état (abrasion, cassures) traduit un remaniement important.

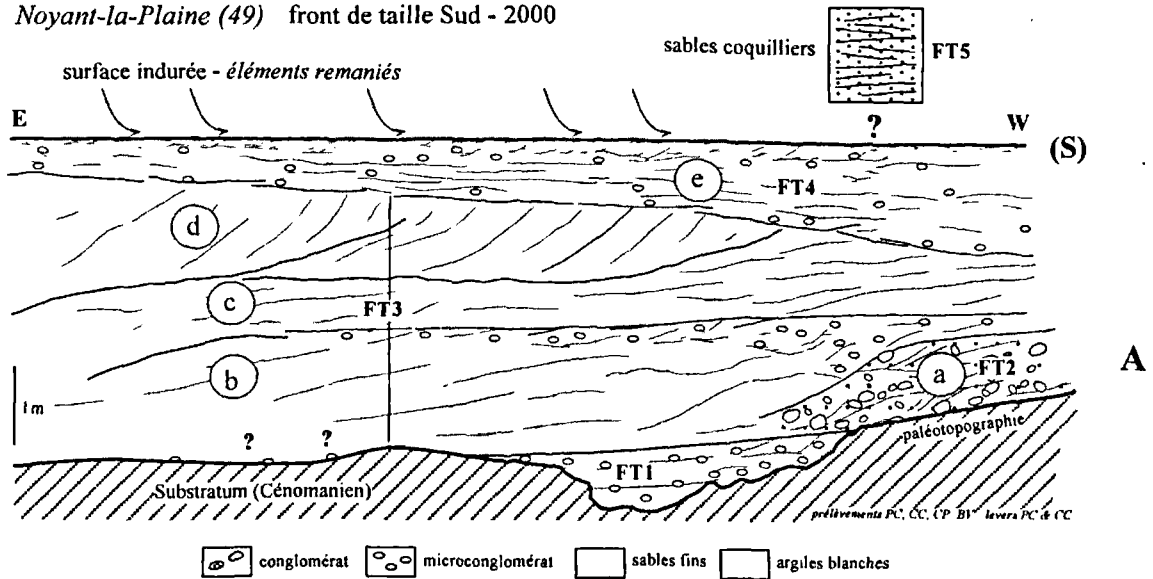
Unité FT5. Jamais observée récemment dans la continuité des précédentes, elle est constituée par au moins 1 m de sables très fins, excessivement riche en mollusques de très petite taille. Ce faciès correspond très probablement à la faune de Renauleau (Lauriat-Rage, 1981).

III. — ASSOCIATIONS PALEOBIOLOGIQUES

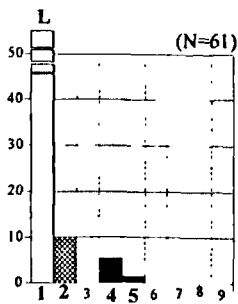
1) Les taphocénoses successives

Les collectes réalisées correspondent à des taphocénoses plus ou moins éloignées des biocénoses originelles. Les successions observées et décrites ci-après sont néanmoins reproductibles et extrapolables sur l'ensemble des bassins faluniens de Touraine ou d'Anjou (Courville & Bongrain, 2003).

Noyant-la-Plaine (49) front de taille Sud - 2000



a: sables à *Isuridae*. b: sables à *Echinolampas*. c: sables à *Psammechinus*. d: sables à *Echinocyamus*. e: sables à scutelles (R)



Aequipecten : 1, *radians*. *Crassadoma* : 2, *multistriata*. *Gigantopecten* : 3, *ligeriensis*. *Pecten* : 4, sp. gr. *praebenedictus*; 5, *praebenedictus*. *Flabellipecten* : 6, *fraterculus*? *Manupecten* : 7, *fasciculatus*; 8, *puymoriae*. *Pecten* indét. : 9, sp.

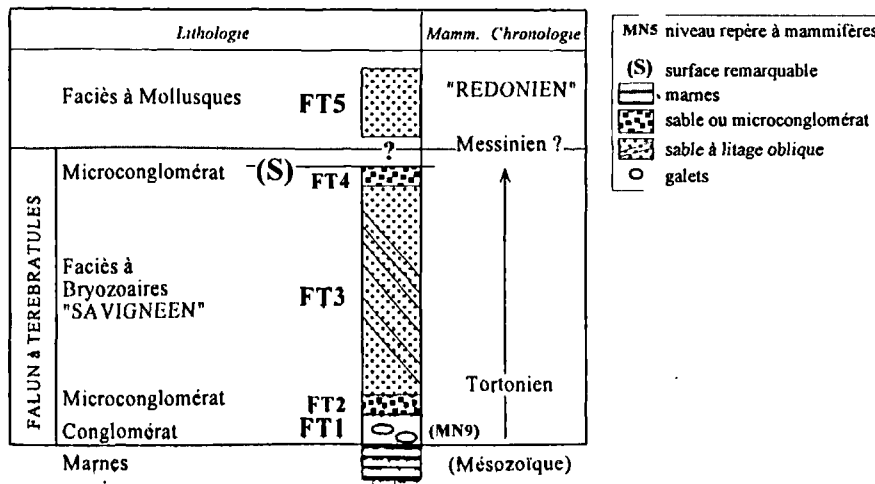
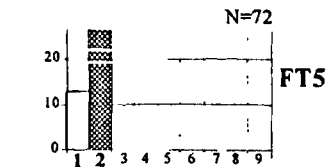
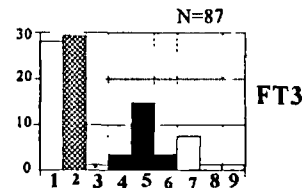


Fig. 2. — L'affleurement de Noyant-la-Plaine (49). A : lithologie et géométrie des unités biosédimentaires ; B : structure des récoltes de Pectinidés ; C : datation des unités.

Fig. 2. — The 'Noyant-la-Plaine' section (49). A: lithology and geometry of the sedimentary units; B: structure of the Pectinidae collections; C: biostratigraphical ages of the lithological units.

Unité FT1. Les Pectinidés sont extrêmement abondants, parmi une macrofaune dominée par des huîtres (débris) et des restes de Vertébrés : dents d'Isuridae, notamment. Les éléments remaniés du Cénomaniens sont communs, avec l'huître *R. columba*, et des débris de tortues et *Cretolamna appendiculata* (Pl. XIX, fig. 3).

Unités FT2. Les faciès grossiers de la base contiennent des dents d'*Isurus hastalis* ou de *Sargus jomnitanus* (Pl. XIX, fig. 4-5), ainsi que des débris osseux de lamantins et des balanes (Pl. XIX, fig. 14).

Unité FT3. Elle est remarquable par sa richesse en échinides diversifiés ; si tous les taxons sont distribués sur toute l'épaisseur, certains corps montrent une très grande abondance des *Echinolampas* (FT3-b), des *Arbacina* (FT3-c) et des *Echinocyamus* (FT3-d) ; A, fig. 2 ; Pl. XIX, fig. 8, 11-13.

Les térébratules sont abondantes sur toute l'épaisseur de FT2 et FT3, ainsi que les Pectinidés, Ostréidés, balanes (Pl. XIX, fig. 15). Lorsque les faciès sont relativement consolidés, des moulages de bivalves ou de gastéropodes sont fréquents (genres *Venus*, *Conus* (Pl. XX, fig. 1), *Cerithium*, *Cypraea*, etc.). Les bryozoaires y sont extraordinairement abondants, avec des formes affectant fréquemment une morphologie sphérique, ou rameuse, ou en cupule.

Unité FT4. La quasi-totalité des macro-organismes récoltés dans FT4 sont fortement abrasés, encroûtés ou brisés. Les formes remaniées peuvent provenir d'unités observées localement : coquilles ou débris d'oursins issus de FT2, FT3, voire du substratum crétacé. Le remaniement est également évident pour les scutelles (Courville *et al.*, 1989), qui sont étalées à la surface des lamines ou sur la surface d'abrasion (FT4-d) (Pl. XIX, fig. 10). Celles-ci proviennent peut-être d'unités lithologiques non préservées localement, relativement éloignées géographiquement, comparables à celles connues à Doué-la-Fontaine, par exemple (Courville & Bongrain, sous presse). Des bryozoaires peuvent encroûter la surface d'abrasion. Dans ce faciès, un grand *Xenophora*, collecteur de galets, apparaît communément.

2) Les Pectinidés des Faluns à térébratules

a) Taxons représentés

Les déterminations sont celles utilisées in Bongrain (1970, 1988) et Courville & Bongrain (2003).

Les Pectinidés représentent toujours les mollusques dominants dans les faciès à térébratules (B, fig. 2) ; 70% des individus appartiennent notamment à *Crassadoma multistriata* (Poli, 1795) (Pl. XX, fig. 3) et surtout *Aequipecten radians* (Nyst, 1839) (Pl. XX, fig. 2). Le genre *Manupecten* constitue un élément accessoire (0,5 à 3%) de la faune de Pectinidés [*M. fasciculatus* (Millet, 1865) (Pl. XX, fig. 4) et *M. puymoriana* (Mayer, 1857)]. La première espèce est plus commune que la seconde. Les deux paraissent plus fréquentes dans le faciès à térébratules que dans les autres faluns. A l'exception d'un fragment remanié, très altéré mais parfaitement reconnaissable, *Gigantopecten ligerianus* (Dollfuss & Dautzenberg, 1906) (Pl. XX, fig. 14) n'est pas apparu dans les récoltes récentes en Anjou, ni dans les faluns à térébratules, ni dans ceux de Doué-la-Fontaine. Dans les bassins de Doué-la-Fontaine et Noyant-la-Plaine (faciès à térébratules), le genre *Pecten s.s.* est relativement commun : c'est *P. praebenedictus* (Tournouër in Dollfuss & Dautzenberg, 1920) qui est récolté communément (Pl. XX, fig. 9-12). La forme typique est collectée à la base des séries. Nos données récentes tendent à démontrer qu'elle est relayée par une forme à côtes moins atténuées, qui pourrait n'en constituer qu'un morphe (*P. sp.* ou aff. *praebenedictus*) (Pl. XX, fig. 7-8). Un *Flabellipecten*, rapporté avec doute à *F. fraterculus* (Sowerby in Smith, 1841) en raison de l'état

généralement médiocre des valves gauches, apparaît assez fréquemment sur nos points de prélèvement (Pl. XX, fig. 5-6). Enfin, un individu est actuellement laissé en nomenclature ouverte (Pectinidé indét.) (Pl. XX, fig. 13). De taille petite et de conservation médiocre, il montre une valve droite à ornementation très peu marquée et des carinae internes assez nettes.

b) Assemblages successifs

A Noyant-la-Plaine, trois ou quatre assemblages différents existent.

1. Lumachelle à *A. radians*, où la diversité paraît assez faible. Les coquilles sont très fragiles, mais extrêmement bien préservées, à l'intérieur de la matrice argileuse grise scellant le microconglomérat de la base de la série (FT1). *C. multistriata*, *P. praebenedictus* et *F. sp. (fraterculus ?)* s'y rencontrent régulièrement (Pl. XX, fig. 2, 5-6, 9-12). Plus épais mais avec des caractéristiques analogues, ce niveau a été observé à Doué-la-Fontaine, Martigné-Briand (PC & MB; voir comptage B, fig. 2).

2. Assemblage à Pectinidés abondants et diversifiés, dominé respectivement par *C. multistriata* et *A. radians* (Pl. XX, fig. 2-3). Souvent bien conservés, ils sont fortement inclus dans une gangue très cimentée. *P. praebenedictus* (Pl. XX, fig. 9-12) est commun, ainsi que les représentants de *F. sp. (fraterculus ?)*, avec des coquilles vraisemblablement subautochtones. A noter la récolte régulière des *Manupecten*, certains bivalvés, habituellement rares dans les assemblages. Un petit Pectinidé non déterminé, à coquille presque lisse extérieurement et côtes internes, a également été récolté.

3. Toutes ces formes sont également récoltées, abrasées, sous la surface (S), avec des scutelles fragmentaires et/ou à l'apex détruit (Pl. XIX, fig. 10). Cet assemblage comprend surtout les mêmes formes que le précédent, la plupart des coquilles étant remaniées. S'ajoutent d'autres éléments allochtones, comme le seul fragment de *Gigantopecten* observé, très altéré et perforé (clones) (Pl. XX, fig. 14), ou autochtones, comme les représentants de *P. sp.* ou aff. *Praebenedictus* (Pl. XX, fig. 7-8). Cette forme à côtes moins atténuées et persistantes près du crochet a également été rencontrée dans des niveaux élevés des faluns de Doué (Courville & Bongrain, sous presse).

4. Les Pectinidés ne sont plus les bivalves dominants ; seules 2 espèces sont récoltées : *C. multistriata* et *A. radians*, avec de très petits individus communs et bien conservés (Pl. XX, fig. 2-3).

IV. — DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

1) Problèmes de datation

La base des faluns d'Anjou est datée de façon fiable par les mammifères à Doué-la-Fontaine. Ginsburg *et al.* (1979), se basant sur des faunes à *Hipparion* et *Anchitherium*, attribuent un âge Vallésien (MN9 = zone Ser4/Tor1 in Hardenbol *et al.* 1998?), c'est-à-dire au minimum Serravallien final, et probablement Tortonien, à l'essentiel des faluns de la région (C, fig. 2). Cette attribution a d'ailleurs été suggérée depuis longtemps (Feronnière, 1912, 1921), de même que la présence de niveaux plus récents encore (Redonien archaïque, équivalent du Messinien ; Lauriat-Rage, 1981 ; Mercier & Brulhet, 2000).

L'âge exact des faluns à térébratules paraît mal étayé à l'heure actuelle ; il est probable que l'*Hipparion* mentionné à Martigné-Briand par Ginsburg (1980) provienne de l'une ou

l'autre des unités observées à Noyant-la-Plaine, ou de leurs équivalents latéraux, plaidant naturellement en faveur d'un âge au minimum Serravallien final. Les faluns de Noyant-la-Plaine sont sans doute relativement "synchrones" avec ceux de Doué.

Dans le détail, la situation stratigraphique exacte des faluns à térébratules par rapport à ceux de Doué, peut être discutée.

1/ Malgré des récoltes intensives et massives, aucune térébratule n'a été récoltée à Doué, du moins attribuable avec certitude aux niveaux visibles dans les fronts de taille.

2/ Plusieurs dizaines de scutelles ont été récoltées dans les faciès à térébratules ; toutes portent les stigmates d'un remaniement important ; elles proviennent, comme d'autres fossiles d'ailleurs, de niveaux démantelés.

3/ Les éléments remarquables de la faune de Pectinidés (*P. praebenedictus*) des faluns à térébratules, abondants dès l'unité FT1 ; ils ont été rencontrés à Doué, *a priori* à la base de la série.

4/ Ils paraissent passer vers le haut directement, ou *via* des niveaux non visibles à Noyant-la-Plaine, aux faluns à petits mollusques, type Renauleau (âge Redonien "archaïque", Lauriat-Rage, 1981). Ces niveaux "redoniens" sont plutôt actuellement considérés comme d'âge Messinien (Mercier & Brulhet, 2000 ; Néraudeau *et al.*, 2002) ; dans l'ensemble, ils nous ont livré peu de Pectinidés ; leur étude demande davantage de données : ils ne sont pas pris en compte dans ce qui suit.

En conclusion, les faluns à térébratules pourraient constituer un équivalent latéral particulier (plus distal et/ou plus profond) des faluns de Doué. On notera l'existence de certaines similitudes dans les successions, notamment avec un niveau lumachellique à Pectinidés inféodé au conglomérat de base.

2) Faluns à térébratules et paléoenvironnements

Les assemblages de Pectinidés et d'autres organismes collectés dans les faluns à térébratules, permettent de souligner les affinités environnementales avec les faciès à bryozoaires typiques (« Savignéen »), rencontrés en Touraine notamment. Ces faciès correspondent à des environnements de dépôt relativement profonds, par rapport aux faciès conglomératiques marquant partout la base des séries. Les associations de Pectinidés récoltés en liaison avec ces conglomérats de base, ont pu utiliser les galets ou blocs comme substrat ; s'ils constituent une faune plus « littorale » que celle rencontrée dans les faciès à bryozoaires et térébratules, ils sont néanmoins fossilisés dans les argiles qui emballent les galets, et ne sont pas strictement synchrones du conglomérat. L'assemblage de l'unité FT1 n'est pas littoral au sens strict. L'assemblage de l'unité FT4, comprend presque uniquement des coquilles remaniées des unités sous-incombantes, voire d'unités totalement démantelées, et étalées à la surface des lamines : il traduit probablement des conditions moins profondes que les unités FT2-3. Les Pectinidés de FT5 constituent des communautés probablement relativement sub-autochtones, la petite dimension des coquilles étant la règle générale dans ces niveaux « redoniens » d'Anjou. Les Pectinidés ou les autres faunes récoltées ne fournissent pas d'informations sur les conditions du milieu de dépôt, en raison des conditions très médiocres d'affleurement.

Pour l'instant, les observations sont ponctuelles ; d'autres sont en cours d'étude (PC & CC ; PC & M. Bongrain), qui devraient permettre de vérifier que plusieurs espèces de *Pecten* en relai, permettent d'effectuer un marquage biochronologique très fin, au moins au niveau régional.

Remerciements.— Notre gratitude va à toutes les personnes qui ont rendu les travaux de prospection et les collectes possibles : propriétaires des carrières, étudiants de Licences de Rennes, Blaise Videt (Univ. de Rennes 1), ainsi que Madeleine Bongrain (spécialiste des Pectinidés). Ce travail s'intègre aux thèmes développés par les U.M.R. 6118 (Géosciences Rennes-1) et 8014 (U.S.T.L.).

BIBLIOGRAPHIE

- BONGRAIN M. (1970). — Pectinidés des faluns de la Loire : le groupe *Chlamys opercularis* dans le Bassin de Noyant-sous-le-Lude. *Travaux du Laboratoire de Paléontologie, Faculté des Sciences, Orsay*, pp. 1-70.
- BONGRAIN M. (1988). — Les *Gigantopecten* (Pectinidés, Bivalvia) du Miocène français. Croissance, morphogénèse, paléocologie. *Cahiers de Paléontologie du C.N.R.S.*, pp. 1-230.
- BREBION P., BUGÉ E., CHEVALIER J.P., LAURIAT A., MARGEREL J.P., PAJAUD D. & J. ROMAN (1977). — Le gisement redonien de Choisel près de Chateaubriand (Loire-Atlantique). *Bulletin Société géologique et minéralogique de Bretagne*, série C, 7 (2), 1975, 55-71.
- CHARRIER P. & N. PALBRAS (1979). — Un modèle d'évolution paléocologique et de dynamique sédimentaire dans les faluns miocènes de Touraine : le Bassin de Savigné-sur-Lathan (Indre-et-Loire). *Thèses de l'Université de Paris-Sud (Orsay)*, 2567, pp. 1-200.
- COURVILLE P., VINCENT E., THIERRY J. & B. DAVID (1989). — La Barre à Scutelles du Burdigalien (Miocène) de Montbrison-Fontboneau (Bassin de Valréas, Vaucluse) : du milieu de vie au milieu de dépôt. *Vie Marine*, Hors Série, 10, 3-16.
- COURVILLE P. & M. BONGRAIN (2003). — Les Pectinidés miocènes des faluns (Ouest de la France). Intérêts biostratigraphiques des associations. *Annales de Paléontologie*, 89 (3) : 125-151.
- DENIZOT G. (1972). — La géologie angevine dans le cadre de la Loire. *Bulletin de la Société d'Etudes scientifiques de l'Anjou*, N.S., 8, 69-82.
- DOLLFUS G. & P. DAUTZENBERG (1902-1920). — Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire : description des gisements fossilifères ; Pélécytopodes. *Mémoires de la Société géologique de France*, Paris, 27 (1-6).

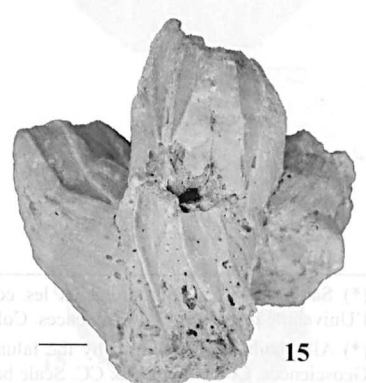
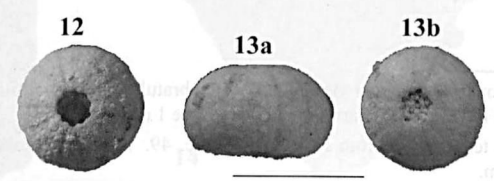
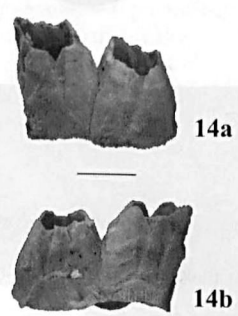
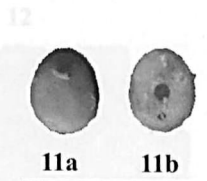
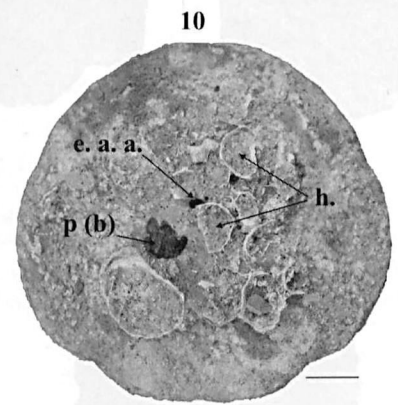
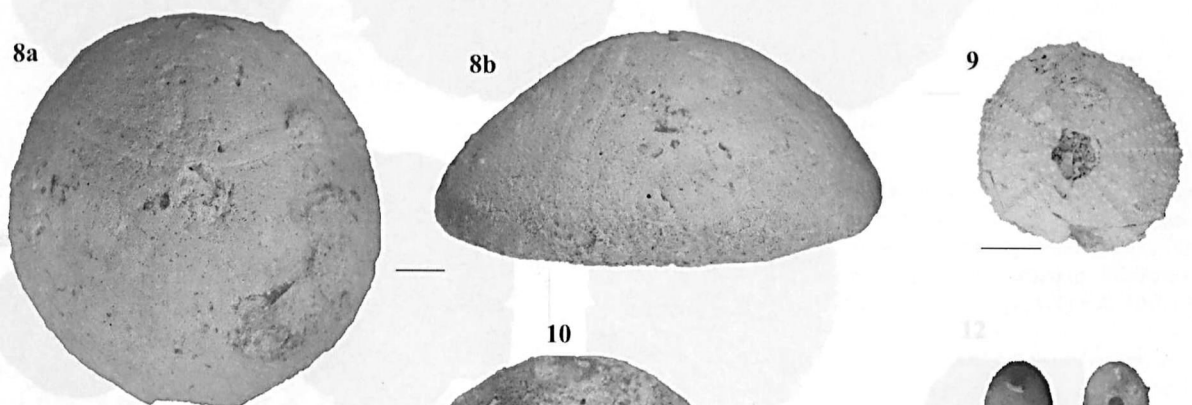
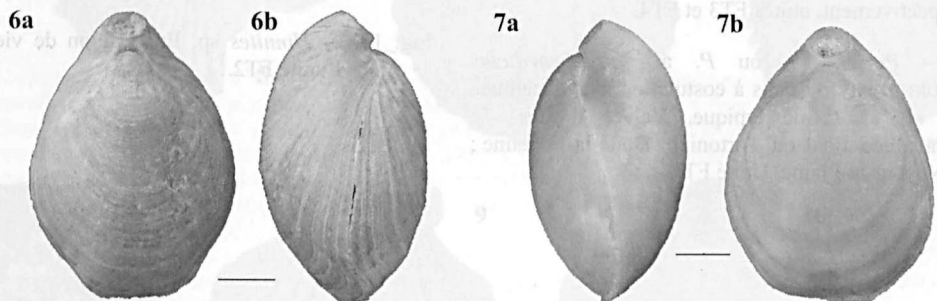
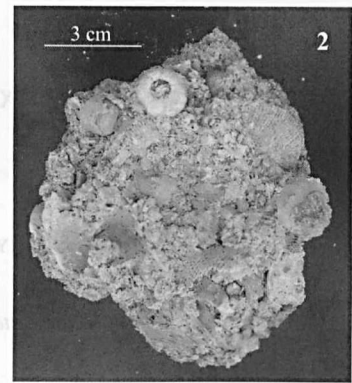
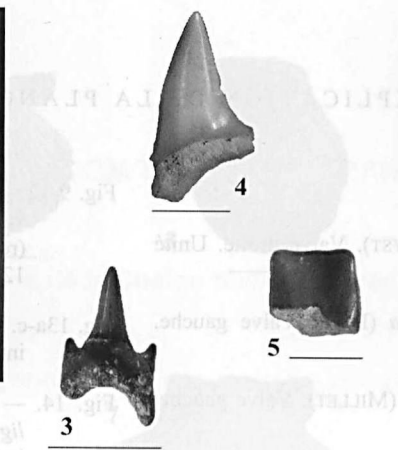
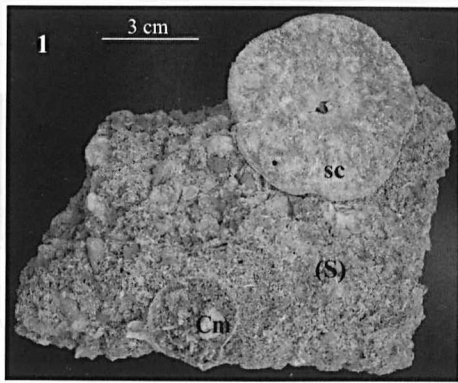
- FERRONNIERE G. (1912). — *Hipparion gracile* de Christ. à Martigné-Briand (Maine-et-Loir). *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de l'Ouest de la France*, 3 (2), 133-136.
- FERRONNIERE G. (1921). — Sur un lambeau de falun décalcifié découvert par M. Richard à la Gourette en Bouguenais (Loire Inférieure) avec un essai de paléogéographie tertiaire de la région de Basse-Loire. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 2 (3), 237-245.
- GINSBURG L. & J. MORNAND (1986). — Les Mammifères des faluns de l'Anjou-Touraine. *Mémoires de la Société d'études scientifiques d'Anjou*, 6, pp. 1-81.
- GINSBURG L., JANVIER P., MORNAND J. & D. POUIT (1979). — Découverte d'une faune de Mammifères d'âge vallésien dans le falun miocène de Doué-la-Fontaine (Maine-et-Loire). *Compte rendus sommaires de la Société géologique de France*, Paris, 5/6, 223-227.
- GLIBERT M. (1949-1952). — Gastropodes du Miocène moyen du bassin de la Loire. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 2^{ème} série, fasc. 30 et 46.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C. & P. R. VAIL (with numerous contributors) (1998). — Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In GRACIANSKY P.-C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & P. R. VAIL (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Spec. Publ., SEPM*, 60, 3-13, 763-781.
- LECOINTRE G. (1947). — La Touraine. Actualités scientifiques et industrielles, 1027, *Géologie régionale de la France*. Hermann & Cie, Paris, 1-250.
- LAURIAT-RAGE A. (1981). — Les Bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléocéologique. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris, 48, pp. 1-173.
- MERCIER D. & J. BRULHET (2000). — Le Redonien de l'Ouest de la France : enregistrement des événements (climatiques, eustatiques...) messiniens et pliocènes sur la façade atlantique. *Colloque "l'événement messinien : approches paléobiologiques et paléocéologiques"*, Rennes, 6-7 Déc. 2000, p.12.
- GINSBURG L. (1980). — Paléogéographie et âge de la mer des faluns d'après les Mammifères. *Bulletin de la Société d'études scientifiques d'Anjou*, 4, 69-77.
- NERAUDEAU D., MERCIER D., VAN VLIET-LANOË, B. & A. LAURIAT-RAGE (2002). — Les faluns "redoniens" stratotypiques, enregistrement partiel du Messinien atlantique. *Colloque " Les faluns : faune, flore et milieux de dépôt. 2^{ème} Journées GFEN-APF*, Paris, 3 Juin 2002, p.17.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIX (*)

- Fig. 1. — Surface durcie (S), coiffant l'unité FT4. sc et Cm : respectivement, scutelle et *Crassadoma multistriata* remaniés, faces inférieures tournées vers le haut.
- Fig. 2. — Unité microconglomératique FT4.
- Fig. 3. — *Cretolamna appendiculata* (AGASSIZ). Forme du Cénomanien remaniée dans l'unité FT1.
- Fig. 4. — *Isurus hastalis* AGASSIZ. Unité FT2.
- Fig. 5. — *Sargus jomnitanus* VALENCIENNES. Unité FT2.
- Fig. 6a-b, 7a-b. — *Terebratula perforata* DEFRANCE. 6a, 7a : vues brachiales ; 6b, 7b : vues de la commissure latérale. Unité FT3.
- Fig. 8a-b. — *Echinolampas* aff. *soyei* SEUNES. 8a : vue apicale ; 8b : vue ambitale. Unité FT3.
- Fig. 9. — *Psammechinus* sp. Unité FT3.
- Fig. 10. — *Scutella faujasi* DEFRANCE. Surface FT4 (remaniée). Noter la perforation p(b), la disparition de l'appareil apical (e.a.a.), et l'existence d'huîtres encroûtantes (h).
- Fig. 11a-b. — *Echinocyamus lebescontii* SEUNES. 11a : vue aborale ; 11b : vue orale. Unité FT3.
- Fig. 12, 13a-b. *Arbacina monilis* DESMAREST. 12, 13b : vues apicales ; 13a : vue ambitale. Unité FT3.
- Fig. 14a-b. — *Balanus* sp. Unité FT2.
- Fig. 15. — *Balanus tintinnabulum* LINNE. Unité FT3.

(*) Sauf indication contraire, tous les échantillons proviennent des faluns à térébratules de Noyant-la-Plaine (49). Ils sont conservés à l'Université de Rennes-1, Géosciences. Collection PC & CC. La barre d'échelle indique 1 cm.

(*) All fossils were provided by the faluns with terebratulas from Noyant-la-Plaine, 49. They are preserved at the University of Rennes-1, Geosciences. Collection PC & CC. Scale bar : 1 cm.

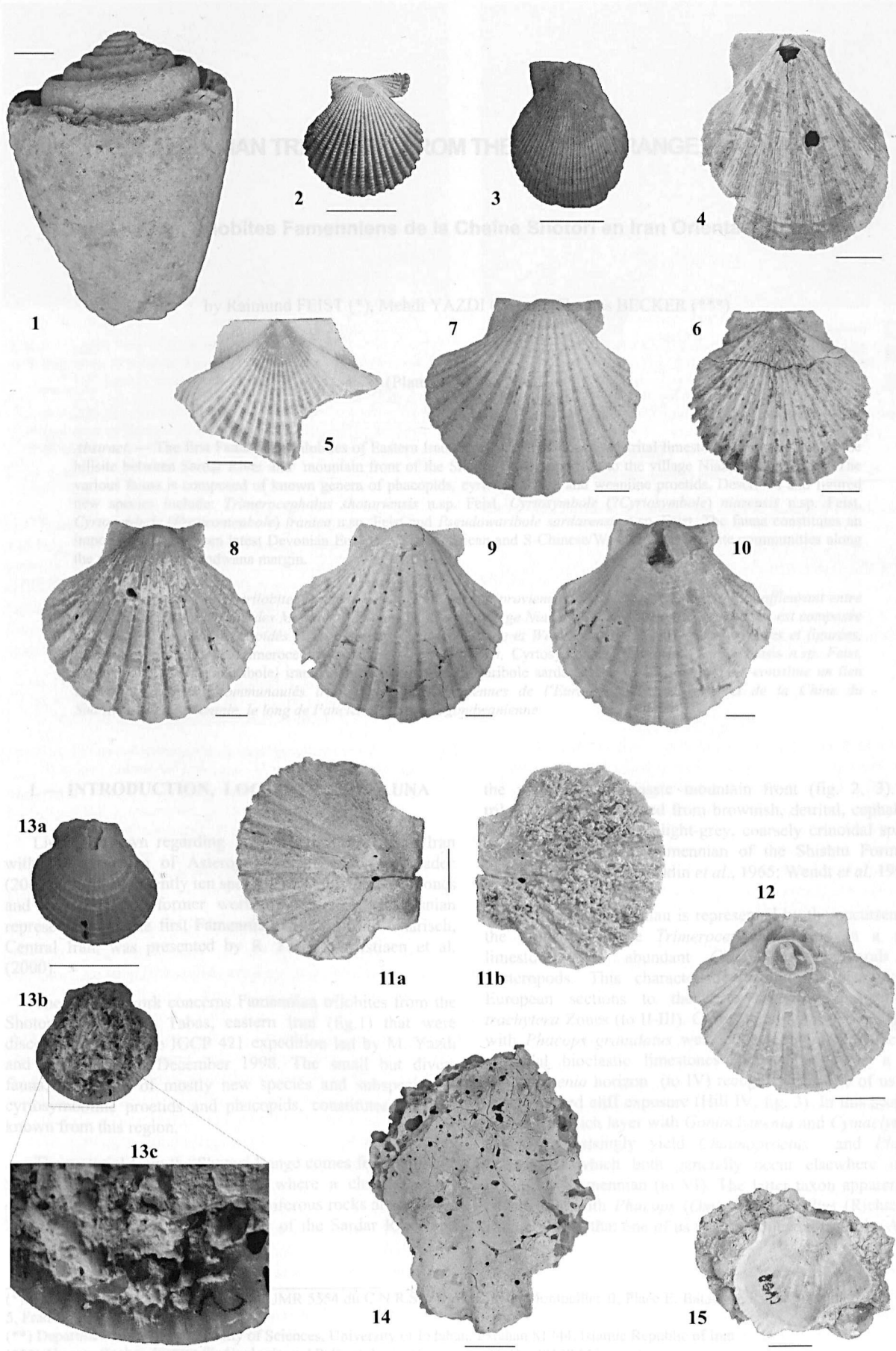


EXPLICATION DE LA PLANCHE XX (*)

- Fig. 1. — *Conus* sp. Unité FT3.
- Fig. 2. — *Aequipecten radians* (NYST). Valve droite. Unité FT3.
- Fig. 3. — *Crassadoma multistriata* (POLI). Valve gauche. Unité FT3.
- Fig. 4. — *Manupecten fasciculatus* (MILLET). Valve gauche. Unité FT4.
- Fig. 5-6. — *Flabellipecten* sp. Valves gauches. Respectivement, unités FT3 et FT4.
- Fig. 7-8. — *Pecten* sp. ou *P.* aff. *praebenedictus* (TOURNOUER), variants à costulation plus accentuée que sur la forme typique. Valves droites. 7 : Serravallien final ou Tortonien, Doué-la-Fontaine ; 8 : Noyant-la-Plaine. Unité FT4.
- Fig. 9-12. — *Pecten praebenedictus* (TOURNOUER) s.s. 9-10 : valves droites. Unité FT3 ; 11a-b : valve gauche (respectivement, vue interne et externe. Unité FT4 ; 12 : valve gauche. Unité FT3.
- Fig. 13a-c. — Pectinidé indét. 13a : vue externe ; 13b-c : vue interne ; présence de *lirae*. Unité FT3.
- Fig. 14. — *Gigantopecten* sp. Il s'agit certainement de *G. ligerianus* (DOLFUSS & DAUTZENBERG). Le seul individu fragmentaire, remanié, bio-corrodé par des cliones, récolté à Noyant-la-Plaine, unité FT4.
- Fig. 15. — *Hinnites* sp. En position de vie sur un bloc de l'unité FT2.

(*) Sauf indication contraire, tous les échantillons proviennent des faluns à térébratules de Noyant-la-Plaine (49). Ils sont conservés à l'Université de Rennes-I, Géosciences. Collection PC & CC. La barre d'échelle indique 1 cm.

(*) All fossils were provided by the faluns with terebratulas from Noyant-la-Plaine, 49. They are preserved at the University of Rennes-I, Geosciences. Collection PC & CC. Scale bar : 1 cm.



FAMENNIAN TRILOBITES FROM THE SHOTORI RANGE, E – IRAN

Trilobites Famenniens de la Chaîne Shotori en Iran Oriental

by Raimund FEIST (*), Mehdi YAZDI (**), and Thomas BECKER (***)

(Plates XXI and XXII)

Abstract. — The first Famennian trilobites of Eastern Iran were recovered from biodetrital limestones cropping out on the hillside between Sardar River and mountain front of the Shotori Range opposite to the village Niaz, East of Tabas. The various fauna is composed of known genera of phacopids, cyrtosymboline and weaniine proetids. Described and figured new species include: *Trimerocephalus shotoriensis* n.sp. Feist, *Cyrtosymbole* (?*Cyrtosymbole*) *niazensis* n.sp. Feist, *Cyrtosymbole* (*Franconicabole*) *iranica* n.sp. Feist and *Pseudowaribole sardarensis* n.sp. Feist. The fauna constitutes an important link between latest Devonian European/North African and S-Chinese/W-Australian trilobite communities along the former North Gondwana margin.

Résumé. — *Les premiers trilobites famenniens de l'Iran oriental proviennent des calcaires biodétritiques affleurant entre la rivière Sardar et le front des Montagnes Shotori en face du village Niaz à l'Est de Tabas. La faune variée est composée de genres connus de phacopidés et de proetidés Cyrtosymbolinae et Weaniinae. Parmi les espèces décrites et figurées, quatre sont nouvelles : Trimerocephalus shotoriensis n.sp. Feist, Cyrtosymbole (?Cyrtosymbole) niazensis n.sp. Feist, Cyrtosymbole (Franconicabole) iranica n.sp. Feist et Pseudowaribole sardarensis n.sp. Feist. La faune constitue un lien important entre les communautés trilobitiques fini-dévonniennes de l'Europe/Afrique du Nord et de la Chine du Sud/Australie occidentale, le long de l'ancienne marge N-gondwanienne.*

I. — INTRODUCTION, LOCALITY AND FAUNA

Little is known regarding Devonian trilobites from Iran with the exception of Asteropyginae of which Morzadec (2002) published recently ten species including three new ones and an update of former work on Givetian to Frasnian representatives. The first Famennian trilobite from Charish, Central Iran, was presented by R. Feist in Mistiaen et al. (2000).

The present work concerns Famennian trilobites from the Shotori Range near Tabas, eastern Iran (fig.1) that were discovered during the IGCP 421 expedition led by M. Yazdi and co-workers in December 1998. The small but diverse fauna, composed of mostly new species and subspecies of cyrtosymboline proetids and phacopids, constitutes the first known from this region.

The material from the Shotori Range comes from the Kale Sardar area NW of Niaz village where a chaotic set of displaced Late Devonian and Carboniferous rocks are exposed between the northern alluvial banks of the Sardar River and

the main Permo-Triassic mountain front (fig. 2, 3). The trilobites were recovered from brownish, detrital, cephalopod bearing limestones and light-grey, coarsely crinoidal sparites that characterise the Famennian of the Shishtu Formation ("Cephalopod beds, Stöcklin et al., 1965; Wendt et al. 1997).

The Early Famennian is represented by the occurrence of the blind phacopine *Trimerocephalus* found in a sandy limestone with abundant *Cladoconus*-like corals and gasteropods. This characteristic trilobite is restricted in European sections to the Late *crepida* through Early *trachytera* Zones (to II-III). Cyrtosymboline proetids together with *Phacops granulatus* were collected in loose blocks of crinoidal bioclastic limestones that occur above a dark *Platyclymenia* horizon (to IV) recognized by one of us (TB) in an isolated cliff exposure (Hill IV, fig. 3). In this section a cephalopod-rich layer with *Goniclymenia* and *Cymaclymenia* (to V) surprisingly yield *Chaunoproetus* and *Phacops* (*Omegops*) which both generally occur elsewhere in the uppermost Famennian (to VI). The latter taxon apparently is conspecific with *Phacops* (*Omegops*) *cornelius* (Richter and Richter 1933) that one of us (M.Y.) collected from the Alborz

(*) Institut des Sciences de l'Evolution (UMR 5554 du C.N.R.S.), Université de Montpellier II, Place E. Bataillon, F - 34095 Montpellier Cedex 5, France

(**) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Esfahan, Esfahan 81744, Islamic Republic of Iran

(***) Thomas Becker, Institut für Geologie und Paläontologie, Corrensstr. 24, D - 48149 Münster, Germany

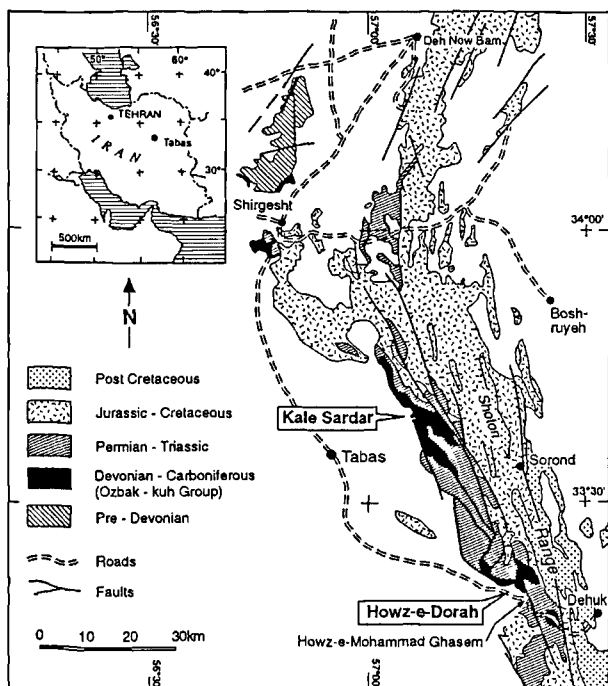


Fig. 1. — Location of Kale Sardar sections on the eastern border of the Central Shotori Range, E of Tabas in Eastern Iran (after Yazdi and Ghazifard., 1998).

Fig. 1. — Localisation des coupes de Kale Sardar sur la bordure occidentale de la Chaîne Shotori centrale à l'Est de Tabas en Iran oriental (d'après Yazdi et Ghazifard, 1998).

Range and from biotrital near-shore facies of the Chariseh area ("Phacops-bed" in section Kuh-e-Kaftar no. 2, Yazdi *et al.*, 1998) dated by conodonts as *expansa* Zone age (to V-VI). This taxon might constitute a forerunner of the European *Omegops accipitrinus* group. Nonetheless, at Kale Sardar the uppermost Famennian (to VI) is also present as *Phacops wedekindi* has been found in a loose body chamber of *Kaloclymenia* (Lower *Wocklumeria* Zone).

Despite taxonomic differentiation on the specific level which might reflect adaptation to local shallow environmental conditions, all genera are well known and widely distributed throughout Europe (Richter and Richter, 1926; Osmólska, 1962; Chlupáč, 1966), N-Africa (H. Alberti, 1975, 1976), S-Urals (Maximova, 1955), S-China (Yuan, 1988) and to present knowledge in NW- Australia (Feist and Becker, 1997). The newly discovered fauna constitutes an important link between the South European-North African faunas and those of S-China/Australia

II. — SYSTEMATIC PALAEOLOGY

The material corresponding to the following descriptions is deposited in the palaeontological collections of the University of Montpellier II under the numbers indicated (UM2-RF).

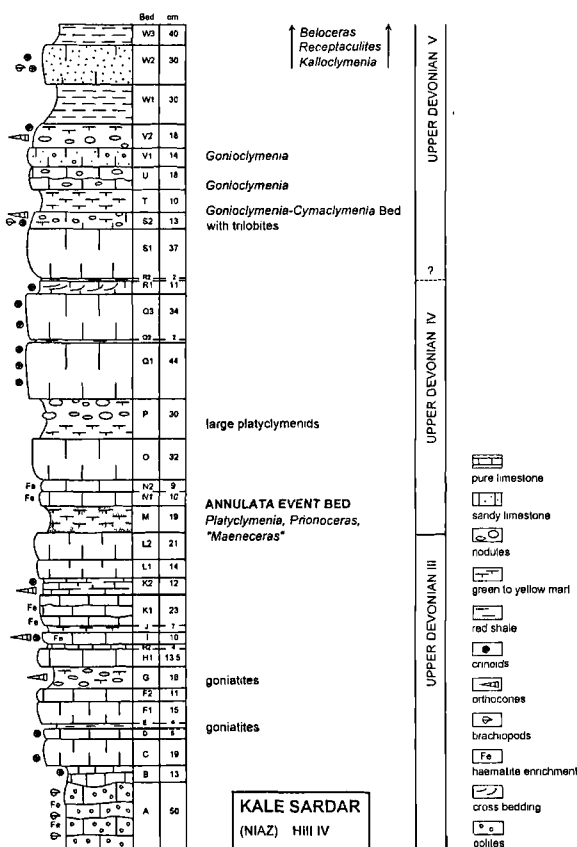


Fig. 2. — Stratigraphic columnar diagram of the Middle and Late Famennian (Shishtu Formation) in Kale Sardar section at Hill IV (after Becker *et al.*, in press)

Fig. 2. — Colonne stratigraphique du Famennien moyen et supérieur (Formation Shishtu) dans la coupe de Kale Sardar, colline IV (d'après Becker *et al.*, sous presse).

Family PHACOPIDAE Hawle and Corda, 1847

Genus *PHACOPS* Emmerich, 1839

Phacops granulatus (Münster, 1840)

(Pl. XXI, fig. 7-10)

Materiel : 3 cephalas (UM2-RF 319-321), 2 pygidia (UM2-RF 322-323) from top of Hill III, recovered from grey-beige coarse crinoidal limestone with small proetids, middle to upper *expansa* Zone.

Remarks

The material from the Shotori Range differs from the German type species from Schübelhammer by a larger frontal outline of the glabella with unpointed, less protruding medial part. In this regard the Iranian specimens resemble those from the Moravian karst (Chlupáč, 1966: Pl. 22, fig. 4-10) and are also near to the Chinese subspecies *granulatus guilinensis* Zhu, 1988 (cf. Yuan and Xiang, 1998, Pl. 1, fig. 4-5,7). As already stated by Richter and Richter (1926) and by Chlupáč

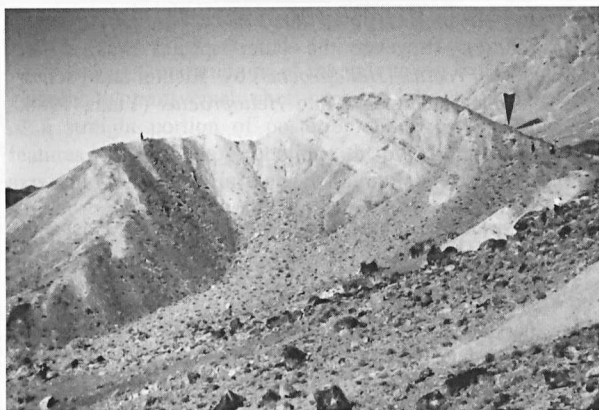


Fig. 3. — Area view of Kale Sardar section, Hill III (in the middle) with indication of trilobite site on the northeastern slope (marked by arrow). Inclination of strata to the NE.

Fig. 3. — *Vue de terrain de la coupe de Kale Sardar, colline III (au milieu) avec indication du gisement à trilobites sur le flanc NE (marqué par la flèche). Inclinaison des strates vers le NE.*



Fig. 4. — Area view of Kale Sardar section, Hill IV (see measured columnar diagram, Fig. 2). Inclination of strata to the NE.

Fig. 4. — *Vue de terrain de la coupe de Kale Sardar, colline IV (voir colonne stratigraphique mesurée, Fig. 2). Inclinaison des strates vers le NE.*

(1977), this feature is subjected to a high degree of variability and larger morphs may display a more evenly curved anterior glabella. In contrast to *guilinensis* our material has a more elevated pre-occipital ring, swollen post-ocular fields and a higher eye with more lenses (66) arranged in 17 dorso-ventral files. The pygidial axis, though of equal height and number of axial rings appears narrower anteriorly.

Phacops aff. *wedekindi* Richter and Richter, 1926

(Pl. XXI, fig. 3)

Material: 1 cephalon (UM2-RF 324), loose specimen from the foothill of Hill I discovered by T.B. in the body-chamber of the clymenid *Kalloclymenia* (Lower *Wocklumeria* Zone).

Remarks

The specimen is close to the type of *wedekindi* from the Rhenish Slate Mountains in its general outline of the cephalon, i.e. small, low, forward shifted eyes with inward curved palpebral furrows, the low praeoccipital ring and the relatively large ventral plate. By contrast it is markedly different in a more rounded and broader anterior outline of the glabella with laterally protruding anterior corners and outward curved anterior axial furrows. In addition the sculpture is of coarser, flat-topped, spaced nodules instead of the finer dense granulation in the nominate type material. The Iranian specimen might represent a new species but this should be reconsidered after the recovery of the pygidium.

Subgenus *PHACOPS* (*OMEGOPS*) Struve, 1976

Phacops (*Omegops*) cf. *cornelius* (Richter and Richter, 1933)

(Pl. XXI, fig. 1-2)

Material: 2 juvenile cephalons (UM2-RF 325-326) from Kale Sardar, Hill IV in cephalopod bearing bed with *Gonioclymenia* and *Cymaclymenia* (Late Famennian, to V). The material is very close to specimens from the "phacopid bed" at Chariseh (N of Esfahan) of Middle *expansa* age (Mistiaen *et al.*, 2000).

Genus *TRIMEROCEPHALUS* McCoy, 1849

Trimerocephalus *shotoriensis* n.sp. Feist

(Pl. XXI, fig. 4-6)

Name: after Shotori Range in Eastern Iran

Holotype: cephalon (UM2-RF 327), Pl. XXI, fig. 4

Type locality: north-eastern slope of Hill III, Kale Sardar near Niaz, E-Iran

Stratum: pyrite-rich crinoidal light-brown calcilutite with gasteropods and *Cladoconus*; Lower *marginifera* to Upper *trachytera* Zones undifferentiated

Material: holotype cephalon (UM2-RF 327), exfoliated cranidium (UM2-RF 328), thoracic segment (UM2-RF 329), pygidium (UM2-RF 330).

Diagnosis.- cephalon with straight occipital and praeoccipital furrows, lateral border furrow angular with straight middle portion, evenly curved vincular furrow; pygidium long with high axis provided with 5 straight axial rings besides terminal piece.

Description

Antero-lateral outline of cephalon semicircular. Glabella subpentagonal, only slightly protruding anteriorly, strongly vaulted transversely, moderately vaulted sagittally; occipital and praeoccipital furrows straight and continuous, slightly shallowing medially; occipital ring wider than glabellar base (tr.), twice as broad and higher as praeoccipital ring, strongly vaulted transversely and axially; cheeks strongly vaulted in their proximal posterior third, slightly flattened anteriorly, steeply sloping to lateral furrow that continuously merges with posterior furrow at genal angle; lateral border furrow parallel to sagittal line and straight from genal angle to a point opposite to glabella angle where it is met by suture, then abruptly bent inward and straightly directed towards glabellar

angles, meeting axial furrow with right angle; lateral margin widest (tr.) between genal angle and point of inward bent of border furrow, diminishing in width in its anterior half, continuously merging with anterior border without incurvation; anterior border hidden by anterior glabellar lobe in dorsal view since glabellar corners; vincular furrow evenly curved, deep and narrow; ventral plate flat, more than twice as wide as vincular furrow centrally (sag.); suture remaining in antero-lateral border furrow without encroachment on cheeks. Pygidium subtrapezoidal with large parabolic posterior outline; length (sag.) half of width; axis high anteriorly, flattened posteriorly, pointed behind without reaching border, provided with 5 +1 axial rings that are completely separated from each other and slightly curved forward medially; pleural field moderately vaulted; 5 pleural segments with strongly vaulted bands, the posterior ones being twice as large (exsag.) and considerably higher than the anterior ones; doublure flat, steeply declining forward. Sculpture: entire exoskeleton covered with conspicuous nodules of different sizes that become coarser on adaxial parts.

Comparison

The new species is nearest to *T. caecus* Gürich, 1896 sharing the course of the suture that does not encroach onto the cheeks, the relief of the pleural field in the pygidium and the type of granulation. Besides features given in the diagnosis the new species differs from *caecus* in the evenly curved anterior outline of the cephalon and, in side view, the straight slope of the anterior cheeks and axial furrows.

Family PHILLIPSIIDAE Oehlert, 1886

Subfamily CYRTOSYMBOLINAE Hupé, 1953

Genus *CYRTOSYMBOLA* Richter, 1913

Cyrtosymbole (Cyrtosymbole) pusilla (Gürich, 1896)

(Pl. XXII, fig.1-3)

1975 *Cyrtosymbole (Cyrtosymbole) lagowensis* n.nom. – Hahn and Hahn, p. 35, Pl. 4, fig. 3

Material : cranium (UM2-RF 331), librigena (UM2-RF 332), 2 pygidia (UM2-RF 333-334) from north-eastern slope of Hill III, associated with *C.(Franconicabole) iranica* n.sp.

Remarks

The Iranian material does not seem to present any significant differences in the cranium with the neotype of *pusilla* from the Holy Cross Mountains (Poland) figured by Osmólska 1962 (Pl. 1, fig. 3); in contrast the pygidium has a high variability in width (tr.) of the pygidial axis. Our pygidia correspond best to Osmólska's specimen figured pl. 2, fig. 7 but differ considerably in this regard to her specimens figured pl.1, fig. 5 and 6.

As far as the taxonomic status of *Cyrtosymbole pusilla* (Gürich,1896) is concerned there is some confusion in the literature as this taxon has been considered by Hahn and Hahn, 1975 a homonym of *C.(Pusillabole) pusilla* (Münster

1840) on which H. Alberti (1973) based his subgenus *C.(Pusillabole)*. However the latter species was earlier attributed to "*Proetus*"(*Helioproetus*) by Richter and Richter (1919) and later integrated into *Helioproetus* (Yuan, 1988; Feist et al., 2000).

Cyrtosymbole (? Cyrtosymbole) niazensis n.sp. Feist

(Pl. XXII, fig. 13-15)

Name : after the village Niaz near Tabas, E-Iran

Holotype: cranium (UM2-RF 335), Pl. XXII, fig. 15

Type locality: summit of Hill III, Kale Sardar section opposite to Niaz village

Stratum: loose blocs of coarse grey crinoidal limestone with *Phacops granulatus*, middle to upper *expansa* Zone, Upper Famennian.

Material: holotype cranium (UM2-RF 335), 3 pygidia (UM2-RF 336-338)

Diagnosis.- Cranium with long conical glabella, pointed in front, not reaching anterior border depression; short semicircular palpebral lobes; straight portion of posterior suture. Pygidium with short axis and post-axial ridge; pleurae with prominent posterior bands not continuing to border; unfurrowed border region with terrace lines. Sculpture: nodules.

Description

Glabella elongate, pointed anteriorly, broadest at base, highly vaulted transversely, slightly sloping backward in lateral view, with low glabellar base; 4 pairs of glabellar furrows of which S1 and S2 deeply marked, straight, inclined backward, blindly ending without hook adaxially, meeting axial furrow abaxially; S3 and S4 tiny, isolated ovoid impressions, glabellar lobes L1 and L2 slightly inflated; axial furrows tapering, slightly outcurved between S1 and S2 as well as shortly before S4; occipital furrow narrow and deep, slightly bent forward medially, does not reach axial furrow; occipital ring of even length (sag. and exsag.), higher and narrower (tr.) than glabellar base, uninflated, inclined forward; anterior fixigenae large, slightly vaulted, meeting each other through broad (sag.) praeglabbellar field, merging anteriorly with large border depression that shallows centrally; anterior border large (sag.), inflated, slightly upturned, entirely covered with terrace lines that become thinner and irregularly anastomosing inwards; anterior suture strongly diverging from γ , inward curved from central fixigenae; palpebral lobe short semicircular with central depression, outer part horizontal, remaining far below glabella level and inside projection of β (exsag.), ϵ nearer to axial furrow than γ ; posterior suture relatively long with straight portion $\epsilon - \zeta$, subparallel to sagittal line; sculpture: entire exoskeleton covered with nodules that become coarser adaxially and are very tiny on praeglabella field and border. Pygidium semicircular with short and high axis, strongly vaulted pleural fields; axis narrower than pleural field with 7 rings and long undifferentiated end-piece; axial rings flat with centrally slightly thickened posterior borders; axis pointed behind, prolonged into prominent postaxial ridge; 5 pleurae with large intrapleural furrows; posterior pleural bands higher and a little longer than anterior bands; all pleural bands together with post-axial ridge terminate far inside border edge leaving a large unfurrowed border region that is differentiated only by break in slope of the pleural fields, and by its bearing of thin anastomosing terrace lines. Sculpture of pygidium: tiny granules on central axial rings and pleural bands.

Comparison

Whereas the cranium of the new taxon with its conical glabella, the transversely short occipital lobe and the presence of a straight portion of posterior suture reflects ancestral features of early *Cyrtosymbolinae*, the pygidium with its short axis and the large unfurrowed and uninflated border region is similar to representatives of *Pseudowaribole* Hahn and Hahn, 1967, such as *Ps. Conifera* (Richter and Richter, 1926).

Subgenus *CYRTOSYMBOLA* (*Franconicabole*) H. Alberti, 1976

Cyrtosymbola (*Franconicabole*) *iranica* n.sp. Feist

(Pl. XXII, fig. 4-6)

Name : belonging to Iran

Holotype: cranium (UM2-RF 339), Pl. XXII, fig. 4

Type locality : north-eastern slope of Hill III, Kale Sardar near Niaz, E-Iran

Stratum: pyrite-rich crinoidal light-grey calcisparite; Lower *marginifera* to Upper *trachytera* Zones undifferentiated

Material: holotype cranium (UM2-RF 339), 2 crania (UM2-RF 340-341), 2 pygidia (UM2-RF 342-343)

Diagnosis.- glabella pear-shaped, protruding to border depression, posteriorly flat centrally; moderately wide palpebral lobes; narrow pygidium with short and high axis, wide unfurrowed flat border; sculpture with tiny grooves and residual network of anastomosing ridges.

Description

Glabella subtriangular, pear-shaped, strongly vaulted in front, flattened behind, with narrow parabolic anterior outline, reaching broad border depression without individualised praeglabbellar field. Broad (sag.) flat, slightly upturned border with sharp edge. Three pairs of straight slanting glabellar furrows of which S1 is deeply impressed and adaxially sharply bent backward without meeting occipital furrow. L1 and L2 slightly inflated. Axial furrow narrow and deeply impressed throughout, subparallel to sagittal line with slight adaxial incurvation between occipital furrow and S1, then rapidly converging until frontal tip of glabella. Occipital furrow deep behind L1, shallowing medially when slightly curved forward. Occipital ring uninflated, of even width (sag.), strongly vaulted medially (tr.). Palpebral lobes horizontal in life position, unfurrowed, crescent, of moderate width (tr.) extending slightly beyond maximum width of anterior cranium. Anterior suture straight, divergent, posterior suture running parallel to the axial furrow in a short distance, then curved outward opposite to the occipital furrow. Sculpture: network of anastomosing tiny ridges on anterior fixigenae, glabella ; occipital ring pitted with irregular groovelets ; anterior border and palpebral lobes smooth. Pygidium of narrow semiparabolic posterior outline and strong transversal vault, sharply edged laterally and posteriorly. Axis high and short, of equal width (tr.) as pleural field in upper view, with narrow parabolic posterior end prolonged into weak axial ridge; 7+1 flat axial rings separated by straight, thin ring furrows; pleural field with 7 straight pleurae that are only slightly back-curved adaxially; posterior pleural bands narrowing adaxially, of equal length as anterior. Pleurae and pleural furrows terminate far inside antero-lateral edge leaving a broad, unfurrowed and uninflated border field

that enlarges from front to rear and subdivides postaxial field in furrowed and unfurrowed parts. Sculpture: very weakly impressed tiny grooves on axial rings and anterior pleural bands.

Comparison

The new species is related to the *Cyrtosymbola franconica* group *sensu* H. Alberti 1976 (occurring mainly in the Middle Famennian in Central Europe and North Africa) with whom it shares the outline of the glabella and the kind of sculpture though much weaker developed. It is distinct by the absence of the praeglabbellar field and the narrower palpebral lobes. The pygidium is rather different in its narrower outline and its shorter axis.

Genus *CHAUNOPROETUS* Richter and Richter, 1919

Chaunoproetus sp.

(Pl. XXII, fig. 7)

Material : fragmentary pygidium (UM2-RF 344) from section Kale Sardar, Hill IV in brownish calcilutite with *Gontoclymenia*, Upper Famennian to V.

Remarks

The poorly preserved specimen exhibits the backward expanding broadly down-curved posterior margin that is diagnostic for the genus. The specimen has a high slender axis with well individualized 7 + 1 axial rings that are unusually bent backwards centrally. More and complete material is needed to determine the species.

Family WEANIINAE Owens, 1983

Genus *PSEUDOWARIBOLE* Hahn and Hahn, 1967

Pseudowaribole sardarensis n.sp. Feist

(Pl. XXII, fig. 8-12)

Name: after Sardar River in Central Shotori Range

Holotype: cranium (UM2-RF 345), Pl. XXII, fig. 8

Type locality: summit of Hill III, Kale Sardar section opposite to Niaz village

Stratum: loose blocs of coarse grey crinoidal limestone with *Phacops granulatus*, middle to upper *expansa* Zone, Upper Famennian.

Material: holotype cranium (UM2-RF 345), juvenile cranium (UM2-RF 346), *librigena* (UM2-RF 347), 3 pygidia (UM2-RF 348-350)

Diagnosis.- Cranium with anteriorly broad tongue-shaped glabella, relatively narrow, crescent palpebral lobes, weak lateral occipital lobes; pygidium with abaxially straddling ribs the anterior bands longer than posterior, and abaxially back-curved.

Description

Cranidium with tongue-shaped glabella not reaching anterior border depression, of moderate vault, with 4 pairs of faint glabellar furrows, S1 and S2 reaching axial furrow, S3

in adults only, S4 isolate ovoid impression, S1 bifurcated adaxially with long back-turned posterior branch that nearly meets occipital furrow, L1 rounded, slightly swollen. Occipital furrow tripartite with advanced middle part; occipital ring as high as glabellar base, robust, wider (tr.) than glabella, tripartite with forward protruding central part, anterior margin between central and lateral parts deeply notched, lateral parts transversely subdivided by shallow furrow that defines slightly swollen lateral occipital lobe; axial furrow narrow and deep throughout; anterior fixigenae large, evenly sloping anteriorly to merge with large border depression; strongly upturned anterior border with thin edge carrying a few continuous terrace ridges; anterior suture first straightly diverging than curved inward amidst anterior genal field; palpebral lobes infurrowed, set backward, long crescent, moderately large (tr.), remaining inside projection β (in the younger specimen the lobes are more outward extending), slightly inclined adaxially, situated on lower level than glabella. Posterior suture from ϵ outward curved. Sculpture: tiny nodules on glabella, occipital ring and anterior fixigenae, other parts smooth. Librigena with large, slightly flattened visual surface, eye without socket groove, surrounded by weak crest that curves outward into swollen posterior genal field; antero-lateral genal field unswollen, gently sloping to large border depression; upturned border with continuous terrace ridges continuing into long genal spine; sculpture: nodules on posterior genal field and posterior border. Pygidium semicircular in posterior outline with high axis carrying 8+1 well defined straight rings; axis narrow elliptical behind, prolonged into post-axial ridge;

pleural field moderately vaulted with 8 pleural ribs with abaxially straddling bands, the anterior ones longer than the posterior and hook-like backcurved near to the border; large unfurrowed and unswollen border region defined by the limit of extension of pleural ribs and post-axial ridge; edge sharp; sculpture: tiny nearly inconspicuous nodules on pleural and axial bands, border with thin terrace lines.

Comparison

The new species shares the tongue-shaped outline of the glabella (though larger anteriorly), the faint glabellar furrows and the expanded fixigenae with upturned anterior border with most representatives of the genus, in particular the *conifer* group comprising several subspecies of *Ps. Conifera* (Richter and Richter, 1926) all of Late Famennian age. However it is markedly distinct by the narrower palpebral lobes and the disposition of pleural ribs that exhibit longer and abaxially clearly back-curved anterior bands.

Acknowledgements. — We are grateful to our colleagues and students from the Esfahan University as well as to Prof. Ashouri from the Mashad University that assisted us in field work during the I.G.C.P. 421 Meeting in Iran in 1998. P. Morzadec reviewed the manuscript and made useful suggestions. R.F. thanks the French National Committee of I.G.C.P. for financial support. This is a contribution to I.G.C.P. 421: North Gondwanan Mid-Palaeozoic biogeography/bioevent patterns in relation to crustal dynamics. Publication ISEM 2003/067

BIBLIOGRAPHY

- ALBERTI H. (1973). — Neue Trilobiten (Cyrtosymbolen) aus dem Ober-Devon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa) – Beitrag 1. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 144, 2: 143-180.
- ALBERTI H. (1975). — Neue Trilobiten (Waribole) aus dem Ober-Devon IV-VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa), Beitrag 3. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 149, 2: 180-210.
- ALBERTI H. (1976). — Neue Trilobiten (Cyrtosymbole) aus dem Ober-Devon II-V (Nord-Afrika und Mittel-Europa), Beitrag 6. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 152, 2: 199-221.
- BECKER R.T., ASHOURI A.R. and YAZDI M. (in press). — The Upper Devonian Annulata Event in the Shotori Range (eastern Iran). - Neues Jahrbuch für Geologie und Mineralogie.
- CHLUPÁČ I. (1966). — The Upper Devonian and Lower Carboniferous Trilobites of the Moravian Karst. Sbornik geologických věd, P, 7: 5-143.
- CHLUPÁČ I. (1977). — The phacopid trilobites from the Devonian and Lower Carboniferous of Czechoslovakia. Rozpravy Ústředního ústavu geologického, 43: 5-142.
- FEIST R. and BECKER R.T. (1997). — Discovery of Famennian Trilobites in Australia (Late Devonian, Canning Basin, NW Australia). Geobios, M.S. n° 20: 231-242.
- FEIST R., LEMKE U. and KORN D. (2000). — Trilobiten aus der Wocklumeria-Stufe des höchsten Oberdevon von Apricke, Sauerland. Senckenbergiana lethaea, 79, 2: 517-539.
- HAHN G. and HAHN R. (1975). — Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm. Leitfossilien 1, Bornträger (ed.), Berlin, 127 p.
- MAXIMOVA Z. A. (1955). — Trilobity srednego devona Urala I severnykh Mugodzar. Trudy Vsesojuz nauk-issled geological Institut (VSEGEI), Moscow, 3: 224 p.
- MISTIAEN B., GHOLAMALIAN H., GOURVENNEC R., PLUSQUELLEC R., BIGEY F., BRICE D., FEIST M., FEIST R., GHOBADI POUR M., KEBRIA-EE M., MILHAU B., NICOLLIN J.P., ROHARD J.C., VACHARD D. and YAZDI M. (2000). — Preliminary data on the Upper Devonian (Frasnian, Famennian) and Permian fauna and flora from the Charisheh area (Esfahan Province, Central Iran). Annales Soc. Géol. du Nord. 8 (2ème sér.): 93-102.
- MORZADEC P. (2002). — Trilobites Asteropyginae dévoniens d'Iran. Geobios 35 : 411-427.
- OSMÓLSKA H. (1962). — Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 7 : 53-222.
- RICHTER R. and RICHTER E. (1919). — Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen und sudetischen Oberdevon. Senckenbergiana 1: 97-130.
- RICHTER R. and RICHTER E. (1926). — Die Trilobiten des Oberdevon. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten 4. Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landes-Anstalt, n. F., 99: 1-314.
- STÖCKLIN J., EFTEKHAR-NEZHAD J. and HUSHMAND-ZADEH A. (1965). — Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Report no. 3: 1-69.

- WENDT J., HAYER J. and BAVANDPUR A.K. (1997). — Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 203, 3: 277-322.
- YAZDI M. and GHAZIFARD A. (1998). — Palaeozoic sequences of Central of Iran. Excursion Guide IGCP 421, 72 p., University of Esfahan.
- YUAN J.L. (1988). — Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China. *Palaeontographica A*, 201 (1/3): 1-102.
- YUAN J.L. and XIANG L.W. (1998). — Trilobite fauna at the Devonian-Carboniferous boundary in South China (S-Guizhou and N-Guangxi). *National Museum of Natural Science, spec. publ.* 8: 1-281.

PLATE XXI : phacopids

- Fig. 1-2. — *Phacops (Omegops) cf. cornelius* (Richter and Richter, 1933); 1: cephalon (UM2-RF 325), dorsal view, x 5.4; 2: juvenile cephalon (UM2-RF 326), A: ventral view showing vincular furrow and ventral plate, x 8.3, B: dorsal view, x 7.4, C: frontal view, x 7.4, D: lateral view, x 7.3.
- Fig. 1-2. — *Phacops (Omegops) cf. cornelius* (Richter and Richter, 1933); 1: céphalon (UM2-RF 325), vue dorsale, x 5.4; 2: céphalon juvénile (UM2-RF 326), A: vue ventrale montrant le sillon de fermeture et la plaque ventrale, x 8.3, B: vue dorsale, x 7.4, C: vue frontale, x 7.4, D: vue latérale, x 7.3.
- Fig. 3. — *Phacops aff. wedekindi* Richter and Richter, 1926; cephalon (UM2-RF 324), A: dorsal view, x 5, B: lateral view, x 5.4, C: ventral view, x 8.7.
- Fig. 3. — *Phacops aff. wedekindi* Richter and Richter, 1926; céphalon (UM2-RF 324), A: vue dorsale, x 5, B: vue latérale, x 5.4, C: vue ventrale, x 8.7.
- Fig. 4-6. — *Trimerocephalus shotoriensis* n.sp. Feist ; 4: holotype cephalon (UM2-RF 327), A : dorsal view, x 6.8, B : lateral view showing angular course of lateral border furrow, x 7.7, C: ventral view, x 6.1; 5: pygidium (UM2-RF 330), dorsal view with oblique fracture, x 9.8; 6: exfoliated juvenile cranidium (UM2-RF 328), left antero-lateral view showing open suture, x 7.8.
- Fig. 4-6. — *Trimerocephalus shotoriensis* n.sp. Feist ; 4: holotype, céphalon (UM2-RF 327), A : vue dorsale, x 6.8, B : vue latérale montrant le parcours anguleux du sillon de bordure latérale, x 7.7, C: vue ventrale, x 6.1; 5: pygidium (UM2-RF 330), vue dorsale avec fracture oblique, x 9.8; 6: cranidium juvénile, moule interne (UM2-RF 328), vue antéro-latérale droite montrant la suture ouverte, x 7.8.
- Fig. 7-10. — *Phacops granulatus* (Münster, 1840); 7: cephalon with broken antero-lateral border (UM2-RF 319), x 3.3; 8: cephalon with broken right genal angle (UM2-RF 320), x 4.4; 9: cephalon (UM2-RF 321), A: lateral view, x 4.2, B: dorsal view, x 4.1; 10: incomplete pygidium, internal mould (UM2-RF 322).
- Fig. 7-10. — *Phacops granulatus* (Münster, 1840); 7: céphalon, bord antéro-latéral cassé (UM2-RF 319), x 3.3; 8: céphalon, angle génal cassé (UM2-RF 320), x 4.4; 9: céphalon (UM2-RF 321), A: vue latérale, x 4.2, B: vue dorsale, x 4.1; 10: pygidium incomplet, moule interne (UM2-RF 322).

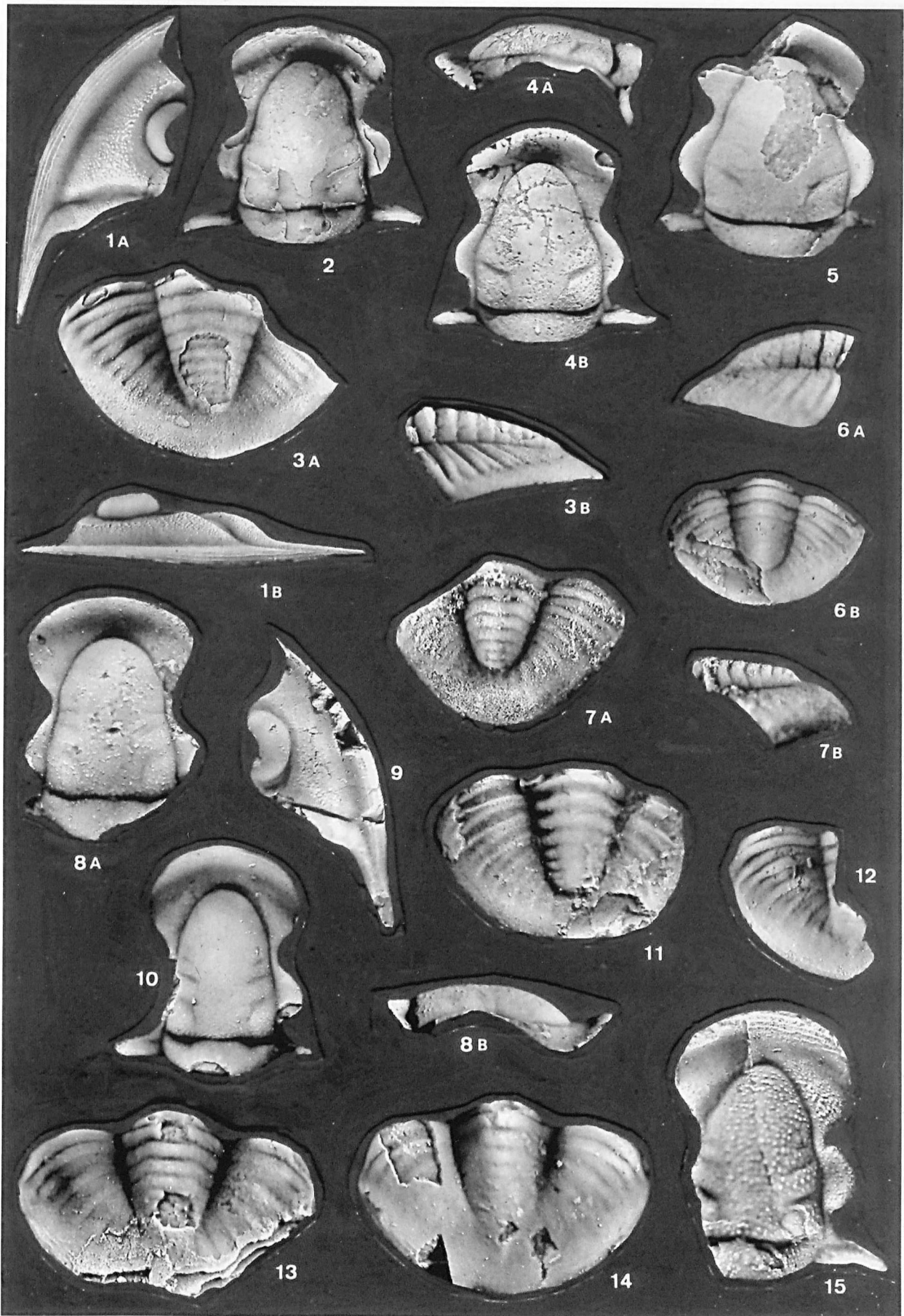


PLATE XXII : proetids

Fig. 1-3. — *Cyrtosymbole (Cyrtosymbole) pusilla* (Gürich, 1896); 1: librigena (UM2-RF 332), A: dorsal view, x 6.2, B: lateral view, x 6.2; 2: cranidium (UM2-RF 331), dorsal view, x 5.3; 3: pygidium, antero-lateral corner broken (UM2-RF 333), A: dorsal view, x 7.1, B: lateral view, x 7.3.

Fig. 1-3. — *Cyrtosymbole (Cyrtosymbole) pusilla* (Gürich, 1896); 1: librigena (UM2-RF 332), A: vue dorsale, x 6.2, B: vue latérale, x 6.2; 2: cranidium (UM2-RF 331), vue dorsale, x 5.3; 3: pygidium, angle antéro-latéral cassé (UM2-RF 333), A: vue dorsale, x 7.1, B: vue latérale, x 7.3.

Fig. 4-6. — *Cyrtosymbole (Franconicabole) iranica* n.sp. Feist; 4: holotype, cranidium (UM2-RF 339), A: lateral view, x 7.7, B: dorsal view, x 8.3; 5: fragmentary cranidium (UM2-RF 340), dorsal view, x 10.8; 6: pygidium (UM2-RF 342), A: lateral view, x 7.2, B: dorsal view, x 7.2.

Fig. 4-6. — *Cyrtosymbole (Franconicabole) iranica* n.sp. Feist; 4: holotype, cranidium (UM2-RF 339), A: vue latérale, x 7.7, B: vue dorsale, x 8.3; 5: cranidium fragmentaire (UM2-RF 340), vue dorsale, x 10.8; 6: pygidium (UM2-RF 342), A: vue latérale, x 7.2, B: vue dorsale, x 7.2.

Fig. 7. — *Chaunoproetus* sp., fragmentary pygidium (UM2-RF 344), A: dorsal view, x 13.8, B: lateral view, x 13.3.

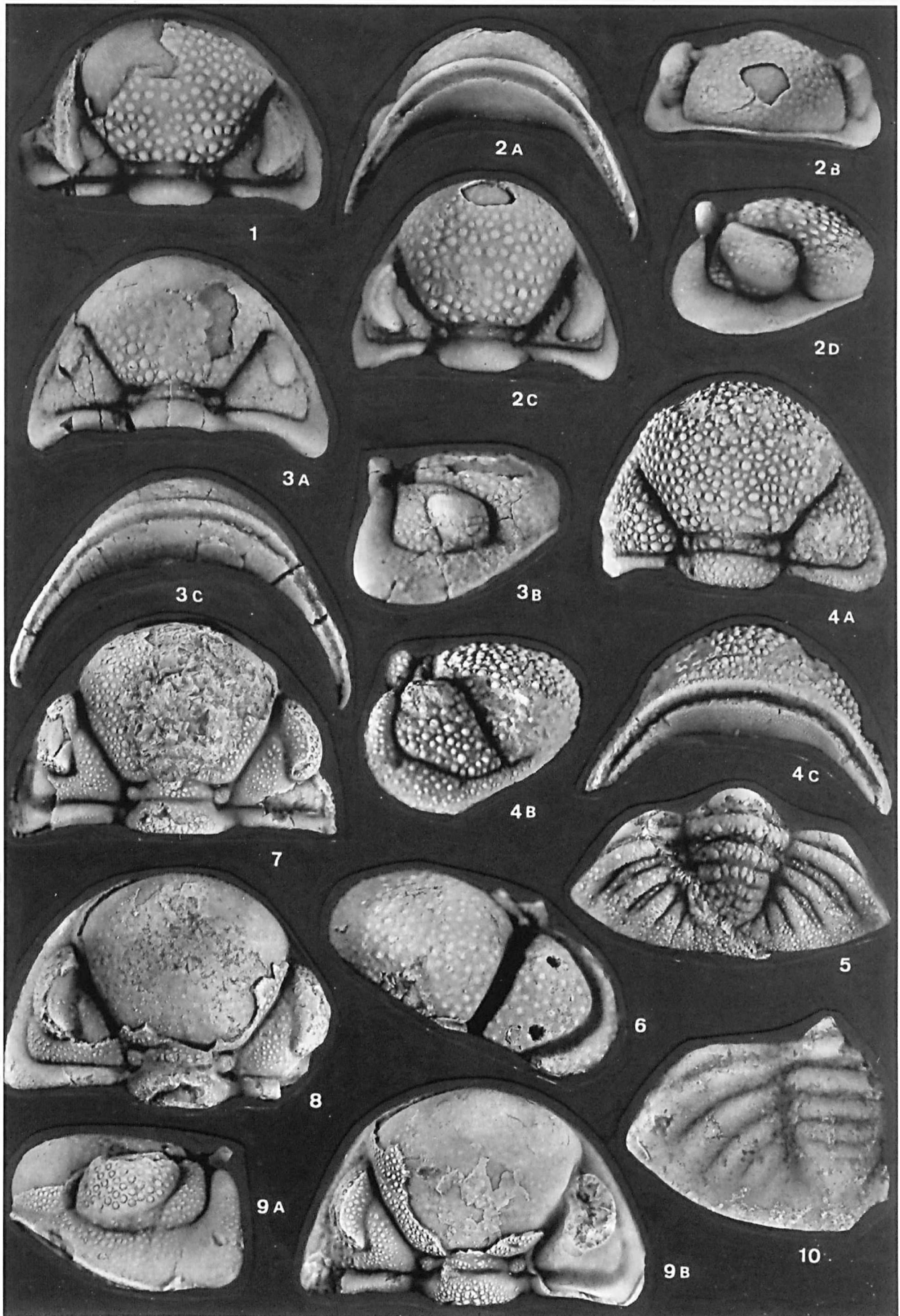
Fig. 7. — *Chaunoproetus* sp., pygidium fragmentaire (UM2-RF 344), A: vue dorsale, x 13.8, B: vue latérale, x 13.3.

Fig. 8-12. — *Pseudowaribole sardarensis* n.sp. Feist; 8: holotype, cranidium (UM2-RF 345), A: dorsal view, x 9.4, B: lateral view, x 8.7; 9: librigena (UM2-RF 347), dorsal view, x 7.3; 10: juvenile cranidium (UM2-RF 346), dorsal view, x 11.1; 11: exfoliated pygidium (UM2-RF 348), dorsal view, x 11; 12: fragmentary juvenile pygidium (UM2-RF 349), dorsal view, x 13.

Fig. 8-12. — *Pseudowaribole sardarensis* n.sp. Feist; 8: holotype, cranidium (UM2-RF 345), A: vue dorsale, x 9.4, B: vue latérale, x 8.7; 9: librigena (UM2-RF 347), vue dorsale, x 7.3; 10: cranidium juvénile (UM2-RF 346), vue dorsale, x 11.1; 11: pygidium, moule interne (UM2-RF 348), vue dorsale, x 11; 12: pygidium juvénile, fragmentaire (UM2-RF 349), vue dorsale, x 13.

Fig. 13-15. — *Cyrtosymbole* (? *Cyrtosymbole*) *niazensis* n.sp. Feist; 13: fragmentary pygidium (UM2-RF 336), dorsal view, x 10.6; 14: pygidium (UM2-RF 337), dorsal view, x 11.3; 15: holotype, cranidium (UM2-RF 335), dorsal view, x 14.4.

Fig. 13-15. — *Cyrtosymbole* (? *Cyrtosymbole*) *niazensis* n.sp. Feist; 13: pygidium fragmentaire (UM2-RF 336), vue dorsale, x 10.6; 14: pygidium (UM2-RF 337), vue dorsale, x 11.3; 15: holotype, cranidium (UM2-RF 335), vue dorsale, x 14.4.



CALCUL DES BILANS HYDROLOGIQUES : APPLICATION DE LA METHODE D'INTERPOLATION GRAPHIQUE DANS L'OUEST MAROCAIN.

Computation of the hydrological water balances : Application of the graphical interpolation method in the Western Morocco.

par Lahcen ZOUHRI (*) et Jean-Pierre COLBEAUX (**).

Résumé. — La présente note se propose de calculer l'évapotranspiration en utilisant une interpolation graphique par régression polynomiale. Afin d'éliminer l'effet océanique, nous avons choisi d'opposer un site à l'intérieur des terres à deux stations côtières. Entre 1987 et 1997, Les valeurs de l'évapotranspiration obtenues selon la méthode préconisée sont éloignées de celles qui ont été mesurées. Cette différence est liée à plusieurs facteurs : i) La méthode graphique de Thornthwaite est susceptible d'engendrer des erreurs au moment de l'interpolation ; ii) la formule est fonction d'un coefficient de correction $F(\lambda)$ (fonction de la latitude et du mois) ; iii) les erreurs de majoration des indices thermiques et celles des températures moyennes. La méthode d'interpolation reste discutable dans l'ouest Marocain, d'autant plus que la réserve facilement utilisable (RFU) y a été définie à 25 mm.

Abstract. — *The present paper allows to calculate the evapotranspiration by means of graphical interpolation by polynomial regression. In order to eliminate the oceanic effect, we investigated three sites: two coastal stations opposed to a land station. Over the period 1987-1997, the obtained evapotranspiration values, according to this method, are distant from those measured. This difference is related to several factors: i) the graphical method of Thornthwaite can generate errors at the time of the interpolation; ii) the formula is related to the correction coefficient $F(\lambda)$ (function of the latitude and month); iii) errors of increases of the thermal indices and those of the average temperatures. The method of interpolation remains debatable in western Morocco, more especially as the reserve easily usable was defined there in 25 mm.*

I. — INTRODUCTION

Essentiellement constitué de sédiments plio-quadernaires (grès, calcaires, conglomérats, sables), l'aquifère de la Mamora repose sur un substratum hydrogéologique formé de marnes bleues d'âge mio-pliocène. La prise en compte des données de forages et de géophysique électrique (Zouhri, 2000) a montré que l'imperméable est affecté par un découpage en blocs soulevés et affaissés. Principalement NE-SW et NW-SE, ces structures contrôlent à la fois l'approfondissement du substratum hydrogéologique et l'écoulement souterrain de la nappe de la Mamora, vers le nord (Rharb) et vers l'ouest (Océan Atlantique). Dans cette région, une seule nappe a été reconnue. Elle constitue la principale ressource en eau permettant l'alimentation de Rabat la capitale marocaine et le bassin du Rharb. Les prélèvements dans la nappe de la Mamora sont aussi bien industriels qu'agricoles. Pour alimenter les zones urbanisées, l'Office National de l'Eau Potable (Rabat) a exploité plusieurs forages

dans la région. Depuis 1940, les besoins en eau n'ont cessé d'augmenter. Cet accroissement s'explique par la politique de développement des produits agricoles, les types de cultures et par l'installation de plusieurs usines dans le secteur. Afin de maîtriser cette croissance, et à partir des bilans d'alimentation, une évaluation des apports et des sorties d'eau s'avère nécessaire. Ce qui nous permet de mieux connaître le fonctionnement du milieu en matière d'évapotranspiration, d'infiltration et de ruissellement.

La détermination de l'évapotranspiration potentielle (ETP) se fait à partir de plusieurs méthodes, dont celles de Thornthwaite (1948), Turc (1954, 1961) et Penman (1950). Chaque méthode nécessite la mesure des paramètres plus ou moins facilement accessibles. Celle de Thornthwaite se sert de la température, tandis que celle de Turc nécessite deux variables : la température et la durée d'insolation.

La méthode de Penman semble la plus rigoureuse puisque sa formulation prend en compte quatre paramètres essentiels :

(*) Centre de Calcul et Modélisation de Lens. Faculté des Sciences Jean Perrin, Université d'Artois, Rue Jean Souvraz, BP 18 62307 Lens. Cedex France. lahcen.zouhri@laposte.net

(**) UFR de Géologie, Bat SN5, Université de Lille I, 59655. Villeneuve d'Ascq. Cedex France.

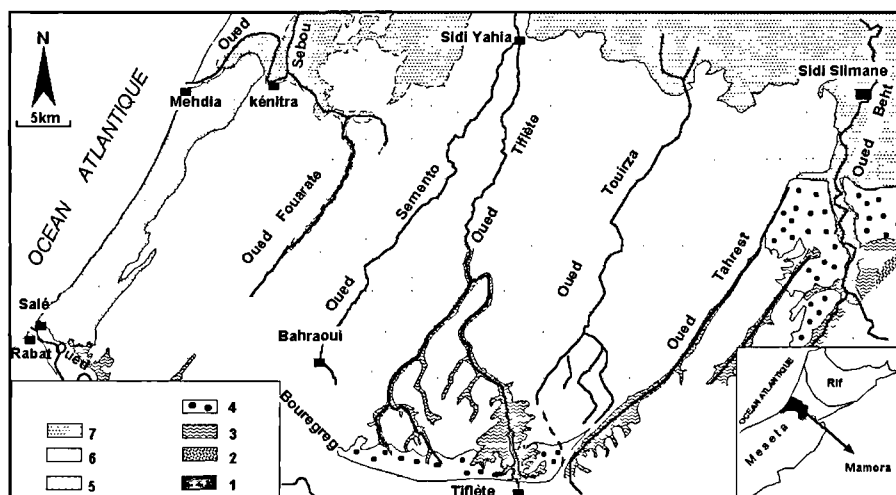


Fig. 1. — Géologie de la Mamora et les grands traits structuraux du Maroc [1. Paléozoïque, 2. Formations prériefaines, 3. Marnes (Mio-pliocène), 4. Cailloutis (Quaternaire ancien), 5. Formations marines et dunaires (Quaternaire moyen et récent), 6. Sables de la Mamora (Quaternaire récent), 7. Alluvions (Quaternaire récent)].

Fig. 1. — *Geology of Mamora and structural domains of Morocco* [1. Paleozoic, 2. Prerifean Formations, 3. Marls (Mio-Pliocene), 4. Gravels (Lower Quaternary), 5. Marine and beach dune Formation (Middle to Upper Quaternary), 6. Mamora sandstone (Upper Quaternary), 7. Alluvial deposits (Upper Quaternary)].

la température de l'air, la radiation, l'humidité et le vent. C'est sur l'ensemble de ces paramètres physiques, intervenant dans le cycle de l'eau, que se fait l'évaluation des bilans d'alimentation. Leurs mesures précises permettent de connaître le contexte climatologique de la région étudiée.

Le présent article concerne l'évaluation des bilans d'alimentation dans une région caractérisée par un climat aride à semi-aride. L'application de l'interpolation graphique de la méthode de Thornthwaite par régression polynomiale permet de préciser le calcul des bilans d'alimentation, en faisant référence à un pas de temps journalier. Cette partie est suivie d'une discussion sur la validité de cette méthode dans les régions semi-arides.

II. — LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Etant donné sa position géographique, la Mamora se trouve coincée entre le Rif et la Méséta marocaine (fig. 1). La zone en question est encadrée au nord, par la région de Sidi Yahia, au sud par celle de Tiflète, à l'est par l'oued Beht, et à l'ouest par l'Océan Atlantique (fig. 1). L'humidité atmosphérique est assez inégale en zone côtière : 85 % en hiver et 75 % en été, soit 80 % en moyenne. La pluviosité annuelle moyenne se situe entre 500 et 600 mm dans la zone côtière. La température moyenne pendant le mois d'août est de l'ordre de 23°C. Les données utilisées dans ce travail sont relatives aux stations côtières de Rabat et de Kénitra.

III. — CHOIX DE LA METHODE

La méthode de Penman nécessite des paramètres (vent, humidité, radiation solaire) dont la mesure est coûteuse. En

revanche, l'interpolation graphique de la méthode de Thornthwaite par régression polynomiale, proposée ici, repose essentiellement sur la température et la lame d'eau journalière précipitée.

La méthode d'interpolation graphique débute par le tracé de la courbe des évapotranspirations mensuelles potentielles ramenées à une moyenne journalière. Puis, dans un second temps, elle nécessite le traçage des valeurs moyennes de la température journalière mois par mois. Les deux courbes, mises en parallèle, permettent par un calcul de régression d'obtenir une nouvelle courbe (fig. 2) qui définit l'évapotranspiration potentielle journalière rectifiée homothétique :

$$ETP_j = aT_j + bT_j + c$$

où a, b et c sont les coefficients du polynôme.

D'après le calcul et dans toutes les stations en question, le coefficient de corrélations (R^2) s'approche de 1, ce qui donne une bonne estimation de l'évapotranspiration. La RFUf (finale) est déduite de la RFUi (initiale). Pour simplifier la présentation, les résultats des bilans sont affichés annuellement.

Formule de Thornthwaite :

$$ETP \text{ (mm)} = 16 \cdot (10t/I)^a \cdot F(\lambda)$$

t : température moyenne de la période considérée, a : fonction complexe de l'indice I, $a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49$, I : indice thermique annuel,

$$I = \sum_{i=1}^{12} i_i \quad \text{avec } i_i = (t/5)^{1,514}, i_i \text{ et } t_i : \text{indice et température}$$

moyenne mensuel, $F(\lambda)$: coefficient de correction, fonction de la latitude et du mois.

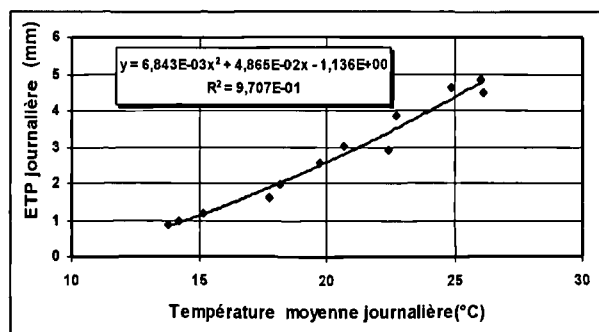


Fig. 2. — Exemple de la méthode d'interpolation graphique par régression polynomiale (Station de Sidi Slimane, 1997).

Fig. 2. — Example of the graphic interpolation method by the polynomial regression (Sidi Slimane Station, 1997).

IV. — BILAN D'ALIMENTATION

Le calcul de bilan dépend de plusieurs paramètres physiques qui permettent de définir les besoins quantitatifs globaux du milieu. Il contribue à l'évaluation du volume des ressources en eau souterraine (infiltration) et de surface (ruissellement). Son expression :

$$P = ETR + I + R + \Delta RFU,$$

P (mm) : lame moyenne précipitée sur le bassin versant.

ETR (mm) : Evapotranspiration réelle. **R (mm)** : Ruissellement. **I (mm)** : Infiltration. **ΔRFU (mm)** : Variation de la réserve facilement utilisable.

L'étude, qui a été réalisée (Papy *et al.*, 1981), montre que la capacité de rétention en eau des sols au Maroc varie de 25 à 150 mm. La valeur de RFU maximum est estimée à 25 mm pour la région de la Mamora. Cette valeur a été choisie par la Direction de la Recherche et de la Planification des Eaux (D.R.P.E, Rabat).

1) Station de Rabat

Pendant la période de 1988-1997, la lame totale précipitée est de l'ordre de 4867,8 mm ; l'ETR totale est de 2412,92 mm (Tabl. I), ce qui correspond à 49,57% des précipitations. L'excédent total calculé s'élève à 2454,75 mm, soit 50,43% des précipitations. Si on retranche le ruissellement qui a été évalué à 4% (Office National des Irrigations), l'infiltration atteint 2356,56 mm. La lame annuelle moyenne précipitée est de l'ordre de 486,78 mm pour une ETR moyenne de 241,29 mm et un excédent de 245,48 mm.

D'après le calcul du bilan journalier, la station de Rabat a enregistré un excédent de 67,08 mm en 1992, 64 mm en 1994 et 98,70 mm en 1995. Ce sont des valeurs très faibles comparées à l'excédent enregistré en 1996 : 825,18 mm. Les années 1992, 1994 et 1995 sont les plus déficitaires de la période 1988-1997.

Il paraît intéressant de comparer les valeurs de l'évapotranspiration calculées par cette méthode avec celles mesurées (fig.3) (ETPm, valeurs mesurées et fournies par la

Années	P	ETR	RFU-RFUf	EXC Tot	ETPth
1988	378,60	231,34	25,00	147,26	859,15
1989	575,60	254,12	4,30	321,44	896,82
1990	444,30	222,25	7,40	222,00	872,93
1991	468,40	247,35	25,00	221,05	844,92
1992	297,40	230,27	10,80	67,08	852,05
1993	378,60	222,75	25,00	155,85	825,05
1994	249,60	185,60	25,00	64,00	855,52
1995	337,90	239,20	0,80	98,70	912,34
1996	1163,10	337,92	0,00	825,18	867,48
1997	574,30	242,11	0,00	332,19	872,54
Total	4867,8	2412,92		2454,75	8658,80

Tabl. I. — Résultat du bilan d'eau (1987-1997) de la station de Rabat.

Tab. I. — Water balance result (1987-1997) of Rabat Station.

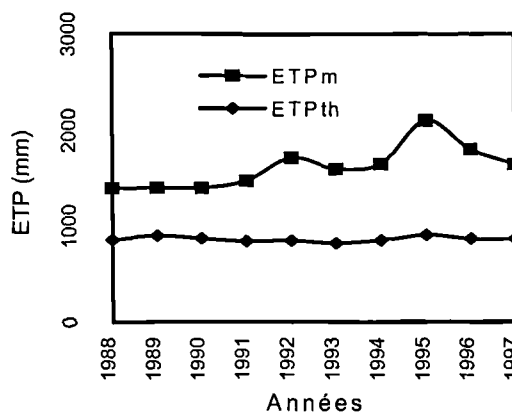


Fig. 3. — Comparaison entre ETPth et ETPm (Rabat, 1988-1997) ; avec, ETPth : ETP Thornthwaite, ETPm : ETP mesurée.

Fig. 3. — Comparison between ETPth and ETPm (Rabat, 1988-1997); with, ETPth : ETP Thornthwaite, ETPm : ETP measured.

Direction Météorologique de Casablanca, rattachée au Ministère des Travaux Publics).

Selon l'interpolation graphique de la méthode de Thornthwaite, l'excédent a été évalué à 2356,69 mm. Cette surestimation est-elle liée uniquement à un problème local ? D'autres stations démontrent-elles le contraire ? Afin d'apporter des éléments de réponse à ces questions, nous appliquerons la même méthode mais sur une autre station.

2) Station de Kénitra

En ce qui concerne la station de Kénitra, l'étude du bilan journalier montre que la lame précipitée est de l'ordre de 5601,6 mm au cours de la même période 1988-1997. L'ETR totale a été évaluée à 2683,29 mm (Tabl. II), ce qui correspond à 47,9 % des précipitations. Le reste, qui représente 52,1%, correspond à l'excédent : 2918,31 mm. Quant à la part du ruissellement, elle s'élève à 116,73 mm. Il est important de préciser que le taux de ruissellement fixé à 4% (ONI) reste approximatif et pourrait croître d'une année à l'autre.

Les excédents les plus faibles sont ceux des années 1992, 1994 et 1995. Ils sont respectivement de 64,11 mm, 159,73 mm et 158,02 mm. Contrairement à l'année 1996 où on

Années	P	ETR	RFUi-RFUF	EXCTot	ETPth
1988	410.50	249.99	25.00	160.51	879.48
1989	705.80	282.08	3.99	423.72	919.13
1990	485.10	233.78	5.22	251.32	907.32
1991	471.90	241.76	25.00	230.14	877.14
1992	295.70	247.45	15.90	48.25	872.24
1993	537.50	321.85	15.84	215.65	842.86
1994	378.90	244.17	25.00	134.73	912.21
1995	426.80	270.55	1.77	156.25	940.35
1996	1132.00	320.08	0.00	811.92	948.77
1997	757.40	271.57	0.00	485.83	906.64
Total	5601.60	2683.29		2918.31	9006.14

Tabl. II. — Résultat du bilan d'eau (Kénitra, 1988-1997).

Tab. II. — Water balance result (Kénitra, 1988-1997).

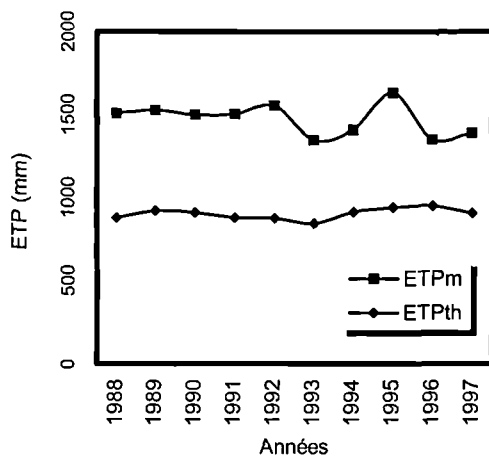


Fig. 4. — Comparaison entre l'ETPm et ETPth (Kénitra, 1988-1997).

Fig. 4. — Comparison between ETPm and ETPth (Kenitra, 1988-1997).

enregistre un excédent de 811,92 mm. Dans cette station, les périodes déficitaires sont les mêmes qu'à Rabat.

Le bilan journalier permet d'évaluer l'ETR à 3541,60 mm (63,22% des précipitations) contre 2683,29 mm (47,9% des précipitations) calculée à partir de l'interpolation graphique. En revanche, l'excédent a été estimé à 2060,00 mm au lieu de 2918,31 mm.

3) Discussion

Les valeurs d'ETPm, qui sont fournies par la Direction Météorologique de Casablanca, ont fait l'objet d'une comparaison avec l'ETP calculée à partir de la méthode d'interpolation graphique de Thornthwaite par régression polynomiale. La différence observée entre les valeurs peut être due à plusieurs facteurs (fig. 4) :

- la méthode graphique de Thornthwaite est susceptible d'engendrer des erreurs au moment de l'interpolation. En outre, cette méthode utilise à l'origine une formule pour calculer l'ETP, qui est fonction d'un coefficient de correction

Années	P	ETPth	RFUi-	ETRth	EXCTot
1988	329.10	998.39	22.30	230.53	98.57
1989	482.30	1056.22	2.90	269.89	212.41
1990	393.80	1004.91	6.80	253.26	140.54
1991	455.40	980.51	15.80	253.66	201.74
1992	330.20	978.67	24.60	244.42	85.78
1993	372.30	942.92	20.20	260.35	111.95
1994	287.90	1154.88	25.00	196.76	91.14
1995	354.50	1106.51	0.10	241.25	113.25
1996	849.10	1131.96	0.00	307.36	541.74
1997	591.10	1015.36	0.00	267.40	323.70
Total	4445,70	10370,33		2524,87	1920,83

Tabl. III. — Bilan d'eau (Sidi Slimane, 1988-1997).

Tab. III. — Water balance result (Sidi Slimane, 1988-1997).

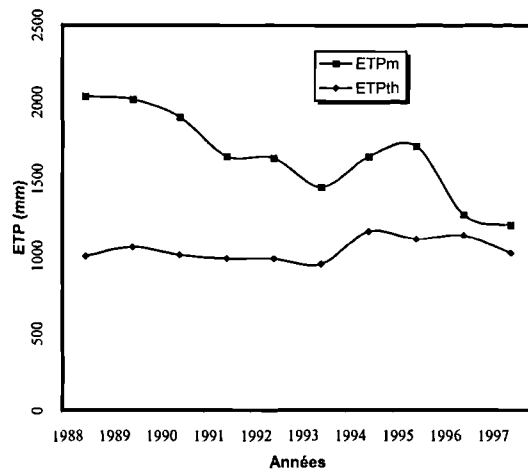


Fig. 5. — Comparaison entre l'ETPm et ETPth (Sidi Slimane, 1988-1997).

Fig. 5. — Comparison between ETPm and ETPth (Sidi Slimane, 1988-1997).

$F(\lambda)$ (fonction de la latitude et du mois). Dans le cas d'une approximation, cette dernière peut cumuler des erreurs. En outre, peuvent s'ajouter les erreurs de majoration des indices thermiques et celles des températures moyennes, bien que minimes.

- la réalisation de la courbe d'évapotranspiration mensuelle ramenée à une moyenne journalière peut être aussi source d'erreurs.

- les valeurs d'ETP calculées dans les deux stations précédentes, par la méthode de d'interpolation graphique, sont inférieures à celles mesurées. Ce qui traduit une sous-estimation dans l'ouest Marocain.

- l'application de cette méthode a été réalisée aussi dans les stations éloignées de la côte atlantique. D'où l'utilité d'examiner l'exemple de la station de Sidi Slimane, située à l'est de la Mamora, où vont s'éliminer le critère local et l'effet maritime susceptibles d'influencer les résultats des deux méthodes.

4) Station de Sidi Slimane

A la station de Sidi Slimane, et d'après le calcul journalier effectué à partir de la méthode d'interpolation graphique, la lame d'eau précipitée lors de la période de 1988-1997 est de 4445,7 mm. L'ETR atteint la valeur de 2524,87 mm (Tabl. III), ce qui correspond à 56,79% des précipitations, et donne un excédent de 1920,83, soit 43,21% des précipitations. Le ruissellement est de 76 mm (valeur approximative basée sur l'hypothèse de l'Office National de l'Irrigation).

La station de Sidi Slimane a connu les mêmes années déficitaires (1992, 1994 et 1995). L'année où l'on enregistre l'excédent le plus faible est 1992, avec environ 85,78 mm dont 3,43 mm de ruissellement (4% de l'excédent) et 82,35 mm d'infiltration. La méthode d'interpolation graphique (fig. 5) sous-estime l'ETP.

l'objet d'une comparaison avec les valeurs mesurées (fournies par la Direction Météorologique de Casablanca). La méthode graphique sous-estime l'ETP dans l'ouest Marocain. La différence d'ETP est probablement liée à l'interpolation qui est essentiellement fondée à l'origine sur des valeurs mensuelles. La répartition de l'excédent a été fixée arbitrairement à 96% d'infiltration et à 4% de ruissellement. En outre, la valeur empirique de la réserve facilement utilisable (RFU) dans le sol pour la région de la Mamora a été estimée à 25 mm, cette valeur approximative peut différer d'une région à l'autre. Dans la région du Rharb, la RFU peut dépasser 40 mm. Il est envisagé d'effectuer une autre étude en appliquant la formule de Penman, et nous tenterons de la comparer avec la régression polynomiale. De nouvelles données sont donc nécessaires à cette comparaison dans l'ouest Marocain.

Remerciements. — Les auteurs tiennent à remercier la Direction Météorologique de Casablanca (Maroc) pour son obligeance.

V. — CONCLUSION

Les valeurs d'ETP obtenues par la méthode d'interpolation graphique par régression polynomiale ont fait

BIBLIOGRAPHIE

- PAPY P., OUSSIBLE M. et JOUVE P. (1981). — Les contraintes pédoclimatiques à l'explication agricole des zones semi-arides et arides du Maroc. *Revue de Géographie du Maroc*. 5, 121-133.
- PENMAN H.L. (1950). — The water balance of the Stour catchment area. *J. Inst. Water Eng.* 4, 457-469.
- THORNTHWAITE C. W. (1948). — An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*. 38, 55-94.
- TURC L. (1954). — Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. *Ann. Agron.* 5, 491-596.
- TURC L. (1961). — Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.* 12, 13-49.
- ZOUHRI L. (2000). — Structure et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Mamora (Maroc). Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. Tech. Lille 1, 215p (inédit).

PALEOZOIC TO TRIASSIC FORMATIONS FROM OAXACA STATE (MEXICO), A SUMMARY WITH NEW DATA

Formations paléozoïques et triasiques de l'Etat d'Oaxaca (Mexique), une revue avec données nouvelles

by Luis Antonio FLORES DE DIOS-GONZÁLEZ (*), Daniel VACHARD (**) and Blanca E. BUITRÓN-SÁNCHEZ (***)

(Plates XXIII and XXIV)

Abstract. — The Paleozoic succession of Oaxaca is composed of Tiñu, Santiago, Ixtaltepec and Yododeñe Formations. These series are briefly described here. The description of the Yododeñe Fm. (circa 500 m thick) is emphasized, since our paleontological and field data have indicated that its red beds originally considered of late Pennsylvanian to middle Permian age, are younger due to the reworking of fusulinids. The basal conglomerates of the Yododeñe Fm. contain limestone clasts bearing schwagerinoid fusulinids, identified as *Praepseudofusulina andina* Roberts in Newell *et al.* [= *P. elkoensis* (Thompson and Hansen in Thompson)], of Wolfcampian age; and *Skinnerella* aff. *biconica* Skinner, *Skinnerella* sp. 1 (previously misinterpreted as *Leeina*) and *Paraskinnerella brooksensis* (Ross), indicative of an early-middle Leonardian age. The existence of Wolfcampian and Leonardian fusulinids in clasts of the Yododeñe Formation, the fact that this formation is not affected by the structural deformation detected in older units such as the Ixtaltepec Formation, and the stratigraphic position of the Yododeñe Formation below the early Cretaceous Teposcolula Formation indicate a post-Permian and ante-early Cretaceous age for this unit. Lithological comparisons with the German Triassic are possible.

Résumé. — La succession paléozoïque d'Oaxaca se compose des Formations de Tiñu, Santiago, Ixtaltepec et Yododeñe. Ces séries sont brièvement redéfinies ici. Les couches rouges de la Formation Yododeñe (500 m environ) sont spécialement redécrites, puisque nos données paléontologiques et de terrain ont permis de suggérer que cette Formation, initialement attribuée au Pennsylvanien supérieur ou au Permien inférieur ou moyen, est plus probablement mésozoïque, et au moins d'un âge postérieur au Permien inférieur et antérieur au Crétacé inférieur. Les conglomérats basaux de ces couches rouges renferment de rares galets calcaires qui ont livré des fusulines. Nous les identifions nouvellement ici à *Praepseudofusulina andina* (Roberts in Newell *et al.*) [= *P. elkoensis* (Thompson and Hansen in Thompson)] du Wolfcampien ; *Skinnerella* aff. *biconica* Skinner, *Skinnerella* sp. 1 (confondue précédemment avec une *Leeina*) et *Paraskinnerella brooksensis* (Ross), indicatrices d'un âge léonardien inférieur à moyen, c'est-à-dire de l'Artinskien/Kungurien, sommet du Permien inférieur. Comme les galets calcaires à fusulines du Léonardien moyen sont fortement diagénétisés et déjà tectonisés, alors que la Formation Yododeñe n'est nullement affectée, un assez long laps de temps a dû se produire entre le dépôt des calcaires à fusulines et leur remaniement à la base de la Yododeñe. De plus comme les ressemblances lithologiques avec le Trias de type germanique sont assez nettes, il est supposé que la Formation Yododeñe est d'âge triasique.

I. — INTRODUCTION

Rare outcrops in the central Oaxaca region (Mexico) poorly expose the Paleozoic sedimentary marine rocks. For a long time, interest about the stratigraphic and paleontologic studies in this region were almost completely devoted to the early Paleozoic (Tremadocian Tiñú Formation) and late

Paleozoic (Mississippian Santiago Formation and Pennsylvanian Ixtaltepec Formation), may be because these three units have abundant and diverse fossil invertebrate fauna, like bryozoans, brachiopods (López-Ramos, 1971; Buitrón and Rivera, 1984; Morales-Soto, 1984; Armella and Cabaleri, 1984; Sour and Quiroz, 1989; Sour, 1990; Buitrón and Orozco, 1993; Sour *et al.*, 1997), bivalves (Quiroz and

(*) Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex Hacienda de San Juan Bautista s/n, AP 197, 40200 Taxco-El-Viejo (Mexico). E mail: afloresdd@yahoo.com.mx

(**) Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque, Université des Sciences et Technologies de Lille, U.F.R Sciences Terre. Lab. LP 3. UMR 8014 du CNRS. 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France). E mail: vachard@univ-lille1.fr

(***) Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 Mexico D.F. (Mexico). E mail: blancab@servidor.unam.mx

Perrilliat, 1997); gastropods (Yochelson, 1968); cephalopods (Flower, 1968; Cantú-Chapa, 1987), crinoids (Buitrón, 1987, 1992; Buitrón and Ferrusquía, 1990; Buitrón *et al.*, 2000), trilobites (Pantoja-Alor and Robison, 1967; Robison and Pantoja-Alor, 1968; Morón and Perilliat, 1988); graptolites (Rivera and Buitrón, 1986; Sour and Buitrón, 1987; Sour, 1990), and conodonts (Brunner, 1984).

As indicated by Vachard *et al.* (2000b, p. 663), reworked Permian fusulinids were discovered during the field work carried out in May 1997. The announcement of this discovery was preliminary published in abstracts of congress (Flores de Dios *et al.*, 1998 a-b), and rapidly adopted in tectonic work (Keppie, 1998, p. 16; Centeno-García and Keppie, 1999, p. 233). The fusulinids were firstly illustrated by Vachard *et al.* (2000b, fig. 8. 1-11). During five years, we attempted to find new paleontological data, prior to the publication of a complete analytic paper, but no additional material was discovered. Consequently, we publish here for the first time the formal description of our previous discoveries, and we add an abstract of the Paleozoic stratigraphy in order to indicate all the sedimentary and tectonic gaps which affect the Oaxaca Paleozoic series, and the imperfect character of our knowledge of these series.

II. — LOCATION

The region of Santiago Ixtaltepec (fig. 1) belongs to the physiographical province of the Altiplanicie Mixteca, that forms part of the Sierra Madre del Sur System. This is a mountainous region where the Yanhuitlán-Nochixtlán valley constitutes the main depression. The most importance town is Nochixtlán. The area is located between coordinates 97° 10' W and 97° 20' W and 17° 15' N and 17° 30' N, approximately 700 m north of the town of Santiago Ixtaltepec and near arroyo Las Pulgas. Federal Highway 190 that joins Mexico D.F. and Oaxaca City runs through it.

III. — THE PALEOZOIC SEQUENCE OF OAXACA

In Nochixtlán-Ixtaltepec, Oaxaca, there are sequences of sedimentary marine rocks that were formally reported by Pantoja (1970, 1993). These marine rocks constitute the sedimentary Paleozoic cover of the Oaxaca Terrane (Campa and Coney, 1983). Within this sequence we can find the following formations, Tiñú, Santiago, Ixtaltepec and Yododeñe. All these formations are intruded by andesitic sills and dykes (fig. 2). Isotopic datations of the dykes are in progress.

1) Tiñú Formation (Trempealeuan-Tremadocian)

Tiñú Formation was formally defined by Pantoja-Alor (1970). We found that in the area of the town of Santiago Ixtaltepec, northeast of Nochixtlán. The Tiñú Formation consists of a trilobite and brachiopod bearing bioclastic limestone breccia deposited as debris flows, forming a toe of an apron. Most trilobites identified in the Tiñú Formation are of Tremadocian age having affinity with genera found in Argentina, Texas and Nevada, USA, Eastern Canada, Great Britain, Norway and Sweden and Germany (Pantoja-Alor,

1993). Brachiopods exhibit Scottish-Appalachian, Balto-Scandinavian and Austral elements (Sour, 1990, Buitrón and Orozco, 1993). This Formation is unconformably overlying the Grenvillian Oaxacan Complex and is covered through tectonic or sedimentary contact by the Santiago Formation.

The age of the Tiñú Formation was confirmed by the presence of late Cambrian trilobites, *Saukia* (Pantoja-Alor, 1970) and early Ordovician trilobites, *Angelina*, *Asaphellus*, *Bienvillia*, *Geragnostus*, *Parabolinella*, *Peltocare*, *Onychopyge* (Robison and Pantoja, 1968) and brachiopods, *Obolus*, *Dicellomus*, *Lingulella*, *Westonia* (Buitrón and Rivera, 1984), *Eoorthis*, *Portranella*, *Apheorthis*, *Hesperonomia*, *Orthidiella*, *Nanorthis*, *Pleurorthis*, *Fascifera*, *Paucicrura*, *Pomatotrema*, *Paurorthis* (Buitrón and Orozco, 1993).

2) Santiago Formation (Late Tournaisian/Early Viséan)

Santiago Formation was defined by Pantoja-Alor (1970), and dated as Mississippian by means of the brachiopods *Kitakamithyris* and *Rotaia*. This Formation consists of dolomitic limestones which are found as small Waulsortian mud mounds (Pl. XXIII, fig. 1; Flores de Dios, work in progress) characterized by not-framework buildups. Similar deep-ramp and shelf-slope environment "Waulsortian" buildups formed in tropical latitudes between 0° and 30°, were defined in the Tournaisian of Europe, and identified also in U.S.A. (Bridges *et al.*, 1995; Lees and Miller, 1995; Ahr and Stanton, 1996; Jeffery and Stanton, 1996a-b; Lees, 1997). The Oaxacan Waulsortian mud mounds display low relief banks (Pl. XXIII, fig. 1), and belong to the type A of Lees and Miller (1995, fig. 3A, 4A), already mentioned in Ireland and Sacramento Mountains of New Mexico (USA).

3) Ixtaltepec Formation (Pennsylvanian)

Ixtaltepec Formation was defined by Pantoja-Alor (1970). It consists of eroded platform sandstones, carbonate sandstones and shales which were deposited by low density turbidite currents forming fan delta systems or by uplift/denudation cycles (Pl. XXIII, figs. 2-3).

The Ixtaltepec Formation, at its base, yields abundant faunas of early/middle Pennsylvanian brachiopods (Pantoja, 1970; Morales-Soto and Comas-Rodríguez, 1984; Sour and Quiroz, 1989), such as *Echinaria semipunctata* (Muir-Wood and Cooper), *Linoproductus echinatus* (Hoare), *Linoproductus planiventralis ixtaltepecensis* Sour and Quiroz, *Neochonetes granulifer* Muir-Wood, *Orthotetes mixteca* Sour and Quiroz, *Orthotetes* (?) sp., *Reticulatia* sp., and *Sinuatella oaxacensis* Sour and Quiroz, accompanied by frequent coeval bryozoa *Fenestella mimica texana* Moore, *F. plummerae* Moore, *F. spinulifera* Moore, *Fistulipora incrustans regularis* Moore, *Rhombopora corticata* Moore (Morales-Soto and Comas-Rodríguez, 1984), and rare trilobite *Griffithides ixtaltepecensis* Morón and Perilliat, 1988.

Compared with the Waulsortian (early Mississippian) age of the Santiago Fm., this early/middle Pennsylvanian age can suggest that the late Mississippian is missing. Moreover, Centeno-García *et al.* (1997), Keppie (1998), and Centeno and Keppie (1999) reported tectonic boundaries between both Tiñú and Santiago Formations and Santiago and Ixtaltepec



Fig. 1 — Location sketch maps showing the studied area.

Formations. These rocks display two episodes of deformation which occurred at the time of deposition of Permian and Cretaceous rocks.

We have found a centimetric beds of chert within the Ixtaltepec Formation (Pl. XXIII, fig. 3), but no determinable radiolaria were extracted (Caridroit, pers. comm.).

IV. — THE CLASTS OF THE YODODEÑE FORMATION AND ITS PROBABLE MESOZOIC (TRIASSIC?) AGE

1) Lithostratigraphy

The Yododeñe Formation was defined by Pantoja-Alor (1970) as a thick conglomerate with intercalations of sandstones and siltstones, which overlies in a slight unconformity the clastic rocks of the Ixtaltepec Formation, is unconformably overlain by a Mesozoic conglomerate. The late Carboniferous–early or "middle" Permian age suggested by Pantoja (1970, 1993) or to the unique Permian (Centeno *et al.*, 1997, Sanchez-Zavala *et al.*, 1999) was based on field evidence alone. No fossils have been found in these rocks up to 1997. After our discoveries of reworked fusulinids, the Mesozoic age was admitted in several articles (Flores de Dios *et al.*, 1998a-b; Keppie, 1998; Centeno and Keppie, 1999). The basic purpose of this paper is to confirm the post-Paleozoic age for the Yododeñe Formation.

Red beds of the Yododeñe Formation constitute a deposit of cohesive debris. The basal conglomerate consists of cobbles and pebbles floating in a poorly mixed and deformed muddy matrix derived from lobe to alluvial to fan delta setting deposits (Pl. XXIII, fig. 4). Cobbles and pebbles consist of metamorphic and sedimentary rocks. Some limestone clasts of the Yododeñe Formation bear

Wolfcampian and Leonardian fusulinids. Upon these conglomerates, the series is constituted of monotonous alternations of red shales and sandstones. Some levels are HCS siltstones (Pl. XXIII, fig. 5). They consist of laminated, fine-grained sandstones and siltstones. The thickness of the individual beds is from 5 to 50 cm. Each bed typically has a flat, sharp-basal contact, with planar laminated siltstones above, overlain by hummocky-cross-stratification sets (HCS). These HCS indicate storm reworking in a shallow marine environment below fair weather wave base (e.g. Seilacher, 1982; Alvaro, 2002). Similar HCS were described in the German Triassic (Aigner, 1982).

2) Importance of fusulinids

The main Wolfcampian fusulinid is *Praepseudofusulina andina* Roberts in Newell *et al.* [= *P. elkoensis* (Thompson and Hansen in Thompson)], and early/middle Leonardian fusulinids: *Skinnerella* cf. *biconica* Skinner, *Skinnerella* sp. 1 and *Paraskinnerella brooksensis* Ross (Pl. XXIV, fig. 1-8). The most advanced species *Paraskinnerella brooksensis* (Pl. XXIV, fig. 8) was discovered in the Leonardian stratotype at the top of the Hessian substage (i.e. middle Leonardian) of Texas (e.g. Flores de Dios *et al.*; 2000; Vachard *et al.*, 2000b).

The presence of Wolfcampian and Leonardian fusulinids in the clasts of the Yododeñe Formation of the Oaxaca Terrane indicates that they must have been sourced from a still unidentified or totally eroded limestone succession which would have been contemporaneous to the late early Permian sequences of Chiapas and Guatemala, in the Maya Block and in other hand of North-American Craton (Glass Mountains, Diablo Mountains, Chihuahua and Sonora), all rich or rather rich in fusulinids (Thompson and Miller, 1944; Pérez-Ramos, 1992, 2001; Vachard *et al.*, 1997, 2000b). This carbonate platform is interrupted locally by prodeltaic or flyschoid formation, in Ciudad Victoria and in Patlanoaya, and a mixed

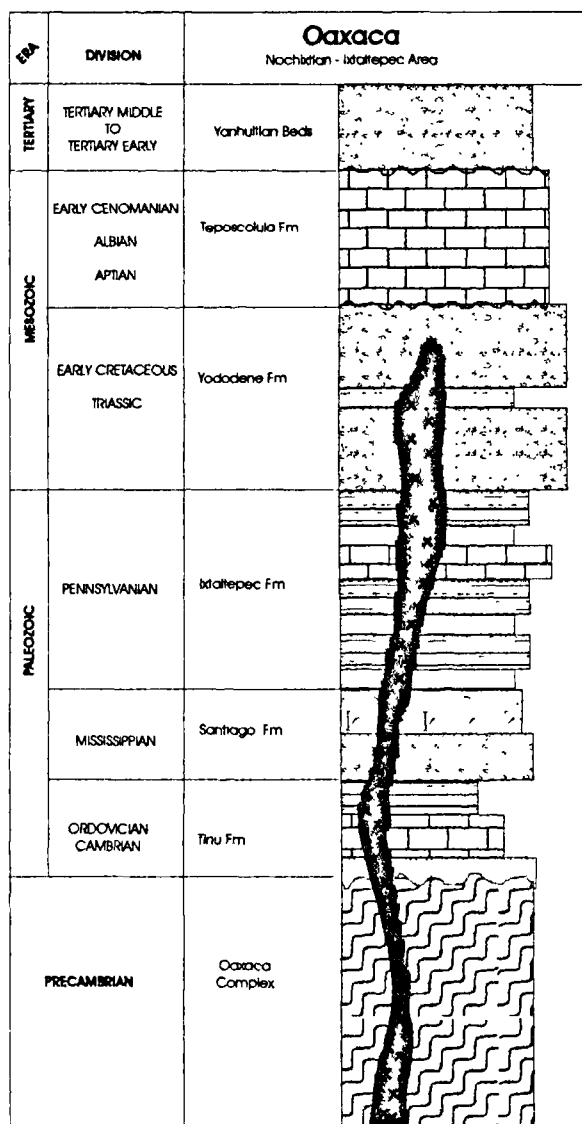


Fig. 2. — Synthetic stratigraphical column of the studied Oaxaca Formations (without metric scale).

sedimentation in Hidalgo (Vachard *et al.* 2000b). Although *Skinnerella* and primitive *Parafusulina* were identified in Patlanoaya (Vachard *et al.*, 2000a), these limestones are relatively sporadic upon the Mixteco Terrane. The main fusulinid-bearing carbonates in this Terrane were found into middle/late Permian carbonate deposits, e.g. in Olinalá, Guerrero (Flores de Dios and Buitrón, 1982; Vachard *et al.*, 1993 and in press) and Ihuatpec, Oaxaca (Vachard *et al.*, 1993, 1997). These Paleozoic units represent part of the sedimentary cover of the Mixteco Terrane. Both Oaxaca and Mixteco terranes were stable during the late Paleozoic giving place to appropriate conditions for carbonate sedimentation.

The Yododeñe Formation limestone clasts represent a redeposition event which must have occurred during a continentalized episode, whose age is poorly established upon the Oaxaca Terrane. No other Triassic to Cretaceous rocks have yet been found, to determine the age of the sedimentary evolution of the Oaxaca Terrane.

Another indirect evidence for a Permian-early Cretaceous age for the Yododeñe Formation is that it does not show the structural deformation that affected the Pennsylvanian Ixtaltepec Formation (Centeno-García *et al.*, 1997; Centeno-García and Keppie, 1999). The diagenesis undertaken by the Leonardian limestones is relatively long and complex. In the field, the Yododeñe is lithologically similar to the European Permo-Triassic red beds (Rotliegende, Bundsandstein; e.g. Ghienne *et al.*, 1994), and relatively differs of the Jurassic Todos Santos Formation from Guatemala, or other red bed sequences from Mexico (Rueda-Gaxiola, 1998). Unfortunately no reptile tracks or palynological data confirm this suggestion. We found only rain prints upon the red shales (Pl. XXIII, fig. 6). A Triassic age is very questionably proposed, but a Paleozoic age of the Yododeñe is definitively excluded.

V. — PALEONTOLOGICAL APPENDIX (by D.V.)

1) Discussion on some schwagerinoid genera

Cuniculi are distinctive features of the families Parafusulinidae and Polydiexodinidae sensu Rauzer-Chernousova *et al.* (1996). Polydiexodinidae must be revised (Vachard and Bouyx, 2002). Among the Parafusulinidae, two genera are related to primitive *Parafusulina*. In this work we propose the following criteria to distinguish the genera *Parafusulina*, *Skinnerella* and *Paraskinnerella*. The genus *Parafusulina* as defined by the type species *P. wordensis*, are large, cigar-shaped, tests with cuniculi present in all the chamber. *Skinnerella* have few cuniculi limited to the last whorls; its shape is large but biconvex or more or less hexagonal in section. *Paraskinnerella* is elongate fusiform, with cuniculi irregularly distributed but present, through all the coiling.

Cuniculi appear in fact in several lineages of Schwagerinoidea (fig. 3): a) the group of *Ruzhencevites*, *Eoparafusulina*, *Maccloudia*, *Nagatoella* and *Darvasites*; b) in *Cuniculinella* as the most advanced form of the lineage composed of typical *Chalartoschwagerina* and *C. (?) ex gr vulgaris*; c) in some forms of *Leeina*, such as *L. postkrafftii*; d) the group of *Pseudofusulinoides*; e) the group of *Laosella*. Morphologically *Parafusulina* sensu stricto is related to *Skinnerella*, with several intermediaries. The primitive *Parafusulina* of Wilde (1990) are synonymized here with the *Paraskinnerella* Bensch in Rauzer-Chernousova *et al.* (1996). The ancestors of *Skinnerella* are probably *Praeskinnerella* (without cuniculi) and before, *Praepseudofusulina* because of the relative similarity indicated by Thompson (1954) of *Schwagerina* (here *Praepseudofusulina*) *andina/elkoensis* with *S. (now Praeskinnerella) crassitectorialguembeli*. Due to other similarities between *P. elkoensis* and *Chalartoschwagerina nelsoni opima*, the group which began with *Praepseudofusulina*, is probably related to the daixinid-chalartoschwagerinid group (fig. 3).

2) Description of the species

Praepseudofusulina andina (Roberts in Newell *et al.*, 1953) emend.

(Pl. XXIV, figs. 1-4)

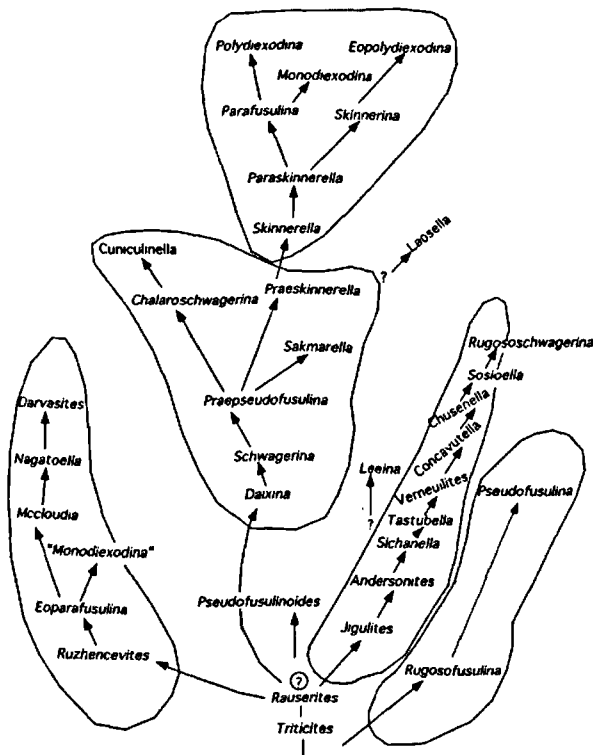


Fig. 3. — Hypothetical phylogeny of some genera of Schwagerinoidea, especially with cuniculi.

- 1953 *Pseudofusulina andina* n. sp. Roberts in Newell *et al.*, p. 217-218, pl. 41, fig. 6-8.
 1954 *Schwagerina elkoensis* n. sp. Thompson and Hansen in Thompson, p. 63-64, pl. 35, fig. 1-9, 14?-20?; text-fig. 14 p. 28.
 1966 *Schwagerina elkoensis* - Kahler and Kahler, p. 548 (not illustrated).
 1966 *Pseudofusulina andina* - Kahler and Kahler, p. 636 (not illustrated).
 1975 *Occidentoschwagerina andina* - Rozovskaya, p. 162 (not illustrated).
 1975 *Pseudofusulina elkoensis* - Rozovskaya, p. 167 (not illustrated).
 1979 *Pseudoschwagerina andina* - Ross, text-fig. 2 p. 42 (not illustrated).
 1982 *Schwagerina elkoensis* - Han, p. 318, pl. 1, fig. 21-22.
 1983 *Schwagerina elkoensis* - Chen and Wang, p. 104, pl. 20, fig. 12, pl. 21, fig. 1-2.
 1988 *Schwagerina elkoensis* - Maggini *et al.*, p. 16, pl. 1, fig. 6-7.
 1991 *Schwagerina elkoensis* - Zhou, pl. 3, fig. 1-2.
 1992 *Schwagerina elkoensis* - Liu and Zhang, p. 318, pl. 3, fig. 6.
 1998b "*Schwagerina*" *elkoensis* - Flores de Dios *et al.*, p. 272 (not illustrated).
 2000b *Praepseudofusulina elkoensis* - Vachard *et al.*, fig. 8. 1, 4-7.
 non 2002 *Chalaroschwagerina andina* - Wood *et al.*, pl. 1, fig. 3-5 (more similar to "*Paraschwagerina*" *roveloi* Thompson and Miller).

Description.

Test medium-sized, subellipsoidal, with proloculus rather large and spherical, with intensively folded septa, no axial filling and numerous phrenothecae. Length = 4.00-5.00 mm, diameter = 1.90-3.00 mm, form ratio = 2.0-2.5, proloculus diameter = 0.20-0.25, number of volutions = 5-6.

Discussion.

The shape of the test, number of whorls, size parameters, the small or absent axial filling, and the large proloculus are almost identical in two Wolfcampian taxa, *Pseudofusulina andina* Roberts in Newell *et al.*, 1953 [no *Chalaroschwagerina andina* (Roberts) sensu Wood *et al.*, 2002] and *Schwagerina elkoensis* Thompson and Hansen in Thompson. These species are considered here as synonyms. Secondly, the joint species is attributed to *Praepseudofusulina* Ketat and Solotukhina because it is in concordance with the generic diagnosis summarized by Loeblich and Tappan (1988, p. 283) or Rauzer-Chernousova *et al.* (1996, p. 134-135). *Praepseudofusulina* differs from true *Pseudofusulina* sensu Rauzer-Chernousova *et al.*, 1996, and from true *Schwagerina* von Moeller sensu stricto [i.e. in the sense of Dunbar and Skinner (1936, p. 85-86) and Davydov (1984, p. 14-15)]. *Schwagerina* sensu stricto is a priority synonym of *Globifusulina* Izotova, Polozova and Alekseeva, 1983. Nevertheless, *Globifusulina* is admitted by Rauzer-Chernousova *et al.* (1996, p. 131-132), and *Schwagerina* remains still controversial for many authors. By the shape, septal folding, absence of axial filling, and its numerous phrenothecae, *P. andina* = *elkoensis*, might be considered as an ancestor of *Chalaroschwagerina*. The complete phylogeny of this group seems to be: *Daixina?* → *Praepseudofusulina* → primitive *Chalaroschwagerina* (ex gr. *nelsoni* Dunbar and Skinner ("*Chalaroschwagerina andina*" sensu Wood *et al.*, 2002 belongs to this group) → typical *Chalaroschwagerina* (ex gr. *inflata* Skinner and Wilde) → advanced *Chalaroschwagerina* (ex gr. *vulgaris* Schellwien) → *Cuniculinella* sensu stricto (ex gr. *tumida* Skinner and Wilde). This phylogenetic hypothesis constitutes a complement and a development of the ideas of Skinner and Wilde (1965), Vachard *et al.* (2001) and Wood *et al.* (2002).

Occurrences.

Wolfcampian of Peru (Copacabana Group, Huanta section). Nevada, Utah, California (USA). North and South China. Reworked limestone pebbles in the Triassic (?) Yododeñe Formation, Oaxaca, Mexico.

Skinnerella cf. *biconica* Skinner, 1971

(Pl. XXIV, fig. 7)

- 1971 *Parafusulina* (*Skinnerella*) *biconica* n. sp. - Skinner, p. 9, pl. 18, fig. 1-7.
 v. 1998a *Skinnerella biconica* - Flores de Dios *et al.*, p. 143 (not illustrated).
 v. 1998b *Skinnerella biconica* - Flores de Dios *et al.*, p. 16 (not illustrated).
 v. 2000b *Skinnerella biconica* Skinner - Vachard *et al.*, fig. 8: 10.

Description.

This taxon is very similar to *S. biconica*, but no axial section was found and the dimensions are slightly smaller, therefore we identify the taxon to *S. cf. biconica*. Length = 5.20 mm, diameter = 1.70 mm, form ratio: 3.0, number of volutions = 5?

Occurrences.

Leonardian of Texas. Reworked limestone pebbles in the Triassic (?) Yododeñe Formation, Oaxaca, Mexico.

Skinnerella sp. 1

(Pl. XXIV, figs. 5-6)

v. 2000b *Leeina krafftii magna* (Toriyama) - Vachard *et al.*, fig. 8. 8-9.

Description.

This taxon is not an axial section of *Leeina* as suggested by Vachard *et al.* (2000b), but a oblique axial section of *Skinnerella*. The species cannot be defined (perhaps it is also *S. cf. biconica*). The measurable parameters are: length: undetermined, diameter = 2.50 mm-3.00 mmm, proloculus diameter = 0.30-0.35 mm, number of whorls = 6-6.5.

Occurrence.

Reworked limestone pebbles in the Triassic (?) Yododeñe Formation, Oaxaca, Mexico.

Paraskinnerella brooksensis (Ross, 1960)

(Pl. XXIV, fig. 8)

1944 *Schwagerina* sp. A - Thompson and Miller, p. 79, fig. 12.

1960 *Parafusulina brooksensis* n. sp. - Ross, p. 129-130, pl. 20, fig. 7-14, pl. 21, fig. 1-4, 6.

1961 *Parafusulina brooksensis* Ross - Robinson, p. 136-137, pl. 19, fig. 13-15.

1966 *Parafusulina brooksensis* Ross - Kahler and Kahler, p. 683 (not illustrated).

1975 *Parafusulina brooksensis* Ross - Rozovskaya, p. 177 (not illustrated).

1990 *Parafusulina brooksensis* Ross - Wilde, fig. 7 p. 13 (not illustrated).

1992 *Parafusulina cf. brooksensis* Ross - Pérez-Ramos, p. 683, p. 35, pl. 7, fig. 4-5; tabl. p. 62.

1995a *Parafusulina brooksensis* Ross - Ross and Ross, fig. 1 p. 101 (not illustrated).

1995b *Parafusulina brooksensis* Ross - Ross and Ross, fig. 3 p. 172 (not illustrated).

v. 1998a *Parafusulina brooksensis* Ross - Flores de Dios *et al.*, p. 143 (not illustrated).

v. 1998b *Parafusulina brooksensis* Ross - Flores de Dios *et al.*, p. 16 (not illustrated).

v. 2000b *Paraskinnerella brooksensis* (Ross) - Vachard *et al.*, fig. 8-11.

? 2001 *Parafusulina* sp. F - Perez-Ramos, p. 107, pl. 4, fig. 7-10, pl. 9, fig. 2-8.

Description.

Test medium-sized, elongate-fusiform, with intensively folded septa, short axial filling and irregular cuniculi. Length = 8.00 mm, diameter = 2.00 mm, form ratio = 4.0, proloculus = 0.55 (probably a macrospheric specimen), number of volutions = 4.5.

Discussion.

As indicated by Ross (1960), *Paraskinnerella brooksensis* is closely similar to *P. guatemalaensis* (Dunbar) (see synonymy and distribution of this latter in Vachard *et al.*, 1997). They are possibly only two subspecies of the same taxon.

Occurrences.

Middle Leonardian of Texas, USA (top of the Hess Member of the eastern Glass Mountains), Nevada, USA. Arizona, USA (Colina Limestone). Sonora, Mexico (Arivechi and Willard sections; ? Cerro Prieto, ? Sierra Santa Teresa). Chiapas, Mexico (as *Schwagerina* sp. A). Reworked limestone pebbles in the Triassic (?) Yododeñe Formation, Oaxaca, Mexico.

VI. — CONCLUSIONS

The registration of the litho- and biostratigraphic message is very discontinue on the Oaxaca Block (Oaxaca State, Mexico), and constituted successively by carbonate breccia and shales of the Cambrian/Ordovician boundary (Tiñú Fm.), followed by Waulsortian limestone facies (Santiago Fm.), and by deep sea fan deposits with brachiopods at the base, but practically without fossil at this top (Ixtaltepec Fm). The last "Paleozoic" Yododeñe Formation is probably Triassic in age, due to three groups of arguments:

1. It contains in fact Wolfcampian to middle Leonardian fusulinids, in tectonized limestones cobbles reworked at its base. The lack of similar structural deformation in the Yododeñe suggests a relatively long and complex geological history between the deposits of these limestones, and the deposits of the Yododeñe Fm.

2. The age of the Yododeñe is necessarily post-early Permian and ante-early Cretaceous. The red beds of the Yododeñe differ lithologically of the classical red beds series of the Jurassic-Cretaceous known in Mexico and Guatemala

3. Lithologically, the alluvial plain of the Yododeñe Formation looks like the German Triassic environments.

The fusulinids *Praepseudofusulina andina* (=elkoensis); *Skinnerella cf. biconica* Skinner; *Skinnerella* sp. 1 and *Paraskinnerella brooksensis* (Ross) allows to describe some stages of the phylogeny of the Schwagerinoids in North America, especially the lineages of primitive *Chalaroschwagerina* or primitive *Parafusulina*. They contribute also to demonstrate the homogeneity of the fusulinid province from Nevada to Peru, during the early Permian, and probably since the late Carboniferous.

Acknowledgments. — Authors wish to express their gratitude to Dr. Claudio Bartolini of the University of Texas for his invitation to participate in the Symposium on Mesozoic red beds of Mexico, the 31st Annual Meeting of South-Central Section and 50th Annual Meeting of the Rocky Mountain Section of the Geological Society of America held at the University of Texas, El Paso in 1997. We would like to also thank Victor López-Bedoya, geologist, for the critical revision and translation of the original manuscript.

This project is part of the grants "Las rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Superior de Puebla, Guerrero y Oaxaca, su contenido biótico y análisis sedimentológico" given by Universidad Nacional Autónoma de México, Dirección General de Asuntos del

Personal Académico (DGAPA-PAPIIT, No. IN 1087951GG1) and "Un estudio sedimentológico, micropaleontológico y geoquímico del Paleozoico de México" ECOS (France) ANUIES, CONACYT, UNAM, (Mexico) No. M00U01; who generously funded our study.

BIBLIOGRAPHY

- AHR W.M. and STANTON R.J. (1996). — Constituent composition of Early Mississippian carbonate buildups and their level-bottom equivalents, Sacramento Mountains, New Mexico. *In*: Stroger P., Somerville I. D. and Jones G. Ll. (Eds): Recent Advances in Lower Carboniferous Geology. *Geological Society Special Publication*, 107, 180-198.
- AIGNER T. (1982). — Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). *In*: Einsele G. and Seilacher A.: Cyclic and event stratification. *Springer Verlag*, 333-349.
- ALVARO J. (2002). — The Lower-Middle Cambrian transition in the western Mediterranean region: biodiversity and paleogeographic patterns. *Mémoire d'Habilitation à diriger les recherches, Université de Lille I*, 1-204 (unpublished).
- ARMELLA C. and CABALERI N.G. (1984). — Microfacies y paleoecología en la transgresión tremadociana de la Formación Tiñú, Oaxaca. *III Congreso Latinoamericano de Paleontología, México, Memoria*, 42-53.
- BRIDGES P.H., GUTTERIDGE P. and PICKARD N.A. (1995). — The environmental setting of Early Carboniferous mud-mounds. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 23, 171-190.
- BRUNNER P. (1984). — Los conodontos de México. *III Congreso Latinoamericano de Paleontología, México, Memoria*, 84-91.
- BUITRÓN B.E. (1987). — El Paleozoico Inferior de México. *Tucumán, Argentina, Correlación Geológica*, 5, 131-136.
- BUITRÓN B.E. (1992). — Las rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Inferior de México. *In*: Gutiérrez-Marco J.C., Saavedra J. and Rábano I. (eds.): Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Universidad de Extremadura*, 93-201.
- BUITRÓN B.E. and FERRUSQUIA V.I. (1990). — Principales localidades de invertebrados fósiles de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, Hoja IV-8-1*.
- BUITRÓN B.E., FLORES DE DIOS A. and VACHARD D. (2000). — Nuevos hallazgos de invertebrados paleozoicos (Scyphozoa-Conulata, Archaeogastropoda-Trochina y Echinodermata-Crinoidea) en la región de Nochistlán-Ixtaltepec, Oaxaca. *GEOS, Union Geofísica Mexicana A. C. Boletín Informativo*, II, 20 (3), 2ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa, p. 298.
- BUITRÓN B.E. and OROZCO S.G. (1993). — Los braquiópodos (Orthida) tremadocianos de Las Salinas, Oaxaca y sus implicaciones paleogeográficas y paleoecológicas. *Universidad Miguel Lillo, Tucumán, Argentina, Serie Correlación Geológica* 9, 183-204.
- BUITRÓN B.E. and RIVERA C.E. (1984). — Lingúlidos (Brachiopoda-Inarticulata) del Ordovícico de Oaxaca, México. *III Congreso Latinoamericano de Paleontología, México, Memoria*, 54-61.
- CAMPA, U.M.F. and CONEY, P.J. (1983). — Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- CANTU-CHAPA A. (1987). — La bioestratigrafía y la datación de discordancias fanerozoicas en México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1 (1), 137-158.
- CENTENO GARCIA E. and KEPPIE J. (1999). — Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction. *Tectonophysics*, 301, 231-242.
- CENTENO GARCIA E., ROSALES L.L. and SOUR T.F. (1997). — Stratigraphy and sedimentary provenance of Paleozoic sequences in South-Central México. *II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados (simposia y coloquio)*, Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencia de la Tierra, Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 7-10.
- CHEN X. and WANG J.H. (1983). — The fusulinids of the Maping Limestone of the Upper Carboniferous from Yishan, Guangxi. *Palaeontologica Sinica* whole number 164, new series B, 19, 1-139 (in Chinese with English abstract).
- DAVYDOV, V. I. (1984). — K voprosy o proiskhozhdenii Shvagerin (On the question of the origin of Schwagerins). *Paleontologicheskii Zhurnal*, 4, 3-16 (in Russian).
- DUNBAR, C.O. and SKINNER J.W. (1936). — *Schwagerina* versus *Pseudoschwagerina* and *Paraschwagerina*. *Journal of Paleontology*, 10, 83-91.
- FLORES DE DIOS A. and BUITRÓN B.E. (1982). — Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica*, 12, 1-28.
- FLORES DE DIOS A., VACHARD D. and BUITRÓN B. (1998). — New Mesozoic age for red beds of the Yododeñe Formation, Oaxaca, México. *Primera Reunión de Ciencias de la Tierra*, 21-25 September 1998: Libro de Resúmenes, p. 143.
- FLORES DE DIOS A., VACHARD D. and BUITRÓN B. (1998b). — The Tiñu, Santiago-Ixtaltepec and Yododeñe Formations, Oaxaca, México. *IGCP Project 376, Program and Abstracts, Oaxaca City Meeting*, p. 16.
- FLORES DE DIOS A., VACHARD D. and BUITRÓN B. (2000). — La cubierta sedimentaria pérmica superior (Formaciones Olinalá, Ihualtepec, Yododeñe) de los Terrenos Mixteco y Zapoteco, evolución sedimentaria e interpretaciones paleogeográficas. *GEOS, Union Geofísica Mexicana A. C. Boletín Informativo*, Epoca II, v. 20, n° 3, 2ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa, p. 324.
- FLOWER R.H. (1968). — Cephalopods from Tiñú Formation, Oaxaca State, México. *Journal of Paleontology*, 43, 804-809.
- GHIENNE J.F., DEYNOUX M. and JEANNETTE D. (1994). — Structures sédimentaires, discontinuités et caractères pétrophysiques des grès du Buntsandstein des Vosges du Nord, Trias de l'Est de la France. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 319, série II, 1351-1358.
- HAN J.X. (1982). — Middle and Upper Carboniferous fusulinids from the Nadanhada Range, Heilungjiang Province. *Acta Palaeontologica Sinica*, 21 (3), 315-321 (in Chinese with English abstract).

- IZOTOVA M.N., POLOZOVA A.N. and ALEKSEEVA I.A. (1983) - *Globifusulina*, novii rod fuzulinidei (*Globifusulina*, new fusulinid genus). *Voprosy Mikropaleontologii*, 26, 19-24 (in Russian).
- JEFFERY D.L. and STANTON R.J. (1996a). — Biotic gradients on a homoclinal ramp: the Alamogordo Member of the Lake Valley Formation, New Mexico. In: Strogon, P., Somerville, I.D. and Jones, G. Ll. (Eds): Recent Advances in Lower Carboniferous Geology. *Geological Society Special Publication*, 107, 111-126.
- JEFFERY D.L. and STANTON R.J. (1996b). — Growth history of lower Mississippian Waulsortian mounds; distribution, stratal patterns, and geometries, New Mexico. *Facies*, 35, 29-58.
- KAHLER F. and KAHLER G. (1966). Fossilium Catalogus, I Animalia: Fusulinida (Foraminiferida); Teil 1, pars 111: 1-254; Teil 2, pars 112: 255-538; Teil 3, pars 113: 539-870. *W. Junk Publishers*: 974 pp., La Haye.
- KEPPIE J.D. (Ed.) (1998). — Laurentia-Gondwana connections before Pangea; field trip in the Mixteco and Zapoteco Terranes. *IGCP Project 376, Oaxaca City, october 1998*, 32 pp.
- LEES A. (1997). — Biostratigraphy, sedimentology and palaeobathymetry of Waulsortian buildups and peri-Waulsortian rocks during the late Tournaisian regression, Dinant area, Belgium. *Geological Journal*, 32, 1-36.
- LEES A. and MILLER J. (1995). — Waulsortian banks. *International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 23, 191-271.
- LIU Z.C. and ZHANG L.X. (1992). — Fusulinids of Ningxia. *Acta Paleontologica Sinica*, Beijing, 31 (4), 423-444 (in Chinese).
- LOEBLICH A.R. and TAPPAN H. (1988). — Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company Publisher*, 2 volumes: 1 vol. of text: X + 970 p., 1 vol. of plates: VIII + 212 p. + 847 pl., New York.
- LOPEZ-RAMOS E. (1971). — Rocas paleozoicas marinas de México. *Boletín de Geólogos Petroleros*, 32, 15-44.
- MAGGINETTI R.T., STEVENS S.C.H. and STONE P. (1988). — Early Permian fusulinids from the Owens Valley Group, east-central California. *Geological Society of America, Special Paper*, 217, 1-61.
- MORALES-SOTO S. (1984). — Estudio paleoecológico del Paleozoico Superior (Pensilvánico) de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Bachelor thesis*, 56 pp. (unpublished).
- MORALES-SOTO S. and COMAS-RODRÍGUEZ O. (1984). — Analisis paleoecológico del Pensilvánico de la región de Nochixtlán, Oaxaca, Mexico. *Memoria III Congreso Latinoamericano de Paleontología*, México 1984, 113-124.
- MORON-RIOS A. and PERRILLIAT M.C. (1988). — Una especie nueva del género *Griffithides* Portlock (Arthropoda : Trilobita) del Paleozoico superior de Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma México, Instituto Geología Revista*, 1 (1), 67-70.
- PANTOJA-ALOR J. (1970). — Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. In: Segura L. R., and Rodríguez-Torres T. (Eds.): Excursión México-Oaxaca, *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía*: 67-84.
- PANTOJA-ALOR J. (1993). — The Paleozoic rocks of the Nochixtlán region, State of Oaxaca. In Ortega-Gutiérrez F., Centeno-García E., Morán-Zenteno D.J., and Gómez-Caballero A. (Eds.): Terrane geology of southern Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip B*, 83-91.
- PANTOJA-ALOR J. and ROBISON R.A. (1967). — Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. *Science*, 157 (3792), 1033-1035.
- PEREZ-RAMOS, O. (1992). — Permian biostratigraphy and correlation between Southeast Arizona and Sonora. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, 9 (2), 1-74.
- PEREZ-RAMOS O. (2001). — Bioestratigrafía del Pérmico en Sonora y consideraciones paleobiogeográficas. *Tesis Universidad Nacional Autónoma de México*, 173 pp. (unpublished).
- QUIROZ-BARROSO S.A. and PERRILLIAT M.C. (1997). — Pennsylvanian nuculoids (Bivalvia) from Ixtaltepec Formation, Nochixtlán, Oaxaca. *Journal of Paleontology*, 71 (3), 400-407.
- RAUZER-CHERNOUSOVA D.M., BENS F.P., VDOVENKO M.V., GIBSHMAN N.B., LEVEN E.Ya., LIPINA O.A., REITLINGER E.A., SOLOVEVA M.N. and CHEDIYA I.O. (1996). Spravochnik po sistematike foraminifer Paleozoya; Endothyroidy, Fuzulinoidy (Reference-book on the systematics of Paleozoic foraminifers; Endothyroida and Fusulinoida). *Rossiiskaya Akademiya Nauk, Geologicheskii Institut, Moskva "Nauka"*, 1-207 (in Russian).
- RIVERA C.E. and BUITRÓN B.E. (1986). — Establecimiento del límite Cámbrico-Ordovícico (Formación Tiñú) en Ixtaltepec, Edo. de Oaxaca, México. *Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Geológica Nacional, México D.F.*, Resúmenes, p. 211.
- ROBERTS T. G. (1953). — Upper Paleozoic of Peru. Pt. 3. Fusulinidae. In: Newell N.D., Chronic J. and Roberts T.G.: Upper Paleozoic of Peru. *Memoirs Geological Society America*, 58, 174-241.
- ROBISON R.A. and PANTOJA-ALOR A.J. (1968). — Tremadocian trilobites from the Nochixtlán region, Oaxaca, Mexico, Oaxaca. *Journal of Paleontology*, 42 (3), 767-800.
- ROBINSON G.B. Jr. (1961). — Stratigraphy and Leonardian fusulinid paleontology in central Pequoop Mountains, Elko County, Nevada. *Brigham Young University, Geological Studies*, 8, 93-145.
- ROSS C.A. (1960). — Fusulinids from the Hess Member of the Leonardian Formation, Leonard Series (Permian) Glass Mountains, Texas. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 11 (4), 117-133.
- ROSS C.A. and ROSS J.R.P. (1995a). — Permian sequence stratigraphy. In: Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer-Scholle D.S. (Eds.): The Permian of northern Pangea, v. 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Springer-Verlag, 98-123.
- ROSS C.A. and ROSS J.R.P. (1995b). — Foraminiferal zonation of late Paleozoic depositional sequences. *Marine Micropaleontology*, 26, 469-478.
- ROZOVSKAYA S.E. (1975). Sostav, sistema i filogeniya otriyada fuzulinida (Composition, systematics, and phylogeny of the order Fusulinida). *Akademiya Nauk SSSR, Trudy Paleontologicheskogo Instituta*, 149, 1-267 (in Russian).
- RUEDA-GAXIOLA J. (1998). — El origen del golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (1), 78-86.
- SANCHEZ-ZAVALA J.L., CENTENO-GARCIA E. and ORTEGA-GUTIERREZ F. (1999). — Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connection. *Geological Society of America, Special Paper* 336, 1-16.

- SEILACHER A. (1982). — Distinctive features of sandy tempestites. In: Einsele G. and Seilacher A.: Cyclic and event stratification. Springer Verlag, 333-349.
- SKINNER J.W. (1971). — New Lower Permian fusulinids from Culberson County, Texas. *University of Kansas Paleontological Contribution*, Paper 53, 1-10.
- SKINNER J.W. and WILDE G.L. (1965). — Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake area, northern California. *The University of Kansas Paleontological Contributions Protozoa Article* 6, 1-98.
- SOUR T.F. (1990). — Comunidades cámbrico-ordovícicas de la Formación Tiñú en el área de Ixtaltepec, Oaxaca: implicaciones paleoambientales y paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 3, 7-23.
- SOUR T.F. and BUITRON B.E. (1987). — Los graptolitos del Tremadociano de Ixtaltepec, Oaxaca, consideraciones sobre el límite Cámbrico-Ordovícico en la región. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 1 (1), 380-394.
- SOUR-TOVAR T.F. and QUIROZ-BARROSO S.A. (1989). — Braquiópodos pensilvánicos (Strophomenida) de la Formación Ixtaltepec, Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 2 (1), 5-17.
- SOUR T.F., QUIROZ B.S., CENTENO-GARCIA E., NAVARRO S.D. and ORTIZ L.J. (1997). — Implicaciones estratigráficas de los invertebrados carboníferos del Municipio de Nochixtlán, Oaxaca. *II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados (simposia y coloquio)*, Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencia de la Tierra, Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 29-31.
- THOMPSON M.L. (1954). American Wolfcampian fusulinids. *University of Kansas, Paleontological Contributions, Protozoa*, 5, 1-226.
- THOMPSON M.L. and MILLER A.K. (1944). — The Permian of southernmost Mexico and its fusulinid faunas. *Journal of Paleontology*, 18 (6), 481-504.
- VACHARD D. and BOUYX E. (2002). — Les *Eopolydiexodina* géantes (Foraminifera, Fusulinina) du Permien moyen d'Afghanistan, remarques préliminaires. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 9, 2e série, 163-189.
- VACHARD D., FLORES DE DIOS A., BUITRON B., GRAJALES-NISHIMURA M. (2000a). — Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permien de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique). *Geobios*, 33 (1), 5-33.
- VACHARD D., FLORES DE DIOS A., PANTOJA J., BUITRON B., ARELLANO J. and GRAJALES M. (2000b). — Les Fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique. *Geobios*, 33 (6), 655-679.
- VACHARD D., FOURCADE E., ROMERO J.E., MENDEZ J., COSILLO A., ALONZO M., REQUENA J., AZEMA J. and CROS P. (1997). — Foraminifères et algues du Permien du Guatemala. *Geobios*, 30 (6), 745-784.
- VACHARD D., MARTINI R. and ZANINETTI L. (2001). — Early Artinskian (early Permian) fusulinid reworked in the Triassic Lercara Formation (NW Sicily). *Journal of Foraminiferal Research*, 31 (1), 33-47.
- VACHARD D., OVIEDO A., FLORES DE DIOS G.A., MALPICA R., BRUNNER P., GUERRERO M. and BUITRON B.E. (1993). — Barranca d'Olinálá (Guerrero): une coupe de référence pour le Permien du Mexique central, étude préliminaire. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2, 153-160.
- VACHARD D. and PANTOJA A.J. (1997). — Evolution of Mexico during the Upper Paleozoic. *II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados (simposia y coloquio)*, Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencia de la Tierra, Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 52.
- WILDE G.L. (1990). — Practical fusulinid zonation: the species concept, with Permian basin emphasis. *Bulletin West Texas Geological Society*, 29 (7), 5-15, 28-34.
- WOOD G.D., GROVES J.R., WAHLMAN, G.P., BRENCLE P.L. and ALEMAN A.M. (2002). — The paleogeographic and biostratigraphic significance of fusulinacean and smaller foraminifers, and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-Permian) Madre de Dios Basin, Peru. In: Hills, L.V., Henderson C.M., Bamber, E.W. (Eds.): Carboniferous and Permian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 19, 630-664.
- YOCHELSON E.L. (1968). — Tremadocian mollusks from the Nochixtlán region, Oaxaca, México. *Journal of Paleontology*, 42, 801-803.
- ZHOU J.P. (1991). — Fusulinid zones from Mapping Formation of Changmo, Longlin, Guangxi; on Carboniferous-Permian boundary. *Acta Paleontologica Sinica*, 30 (3), 396-405 (in Chinese).

PLATE XXIII

Aspects of the field.

Fig. 1. — Waulsortian mud mounds of the Santiago Formation (the tree is circa 2 m high).

Fig. 2. — Landscape of the Ixtaltepec Formation, near the Santiago Ixtaltepec village (the car indicates the scale).

Fig. 3. — Radiolaritic bed (arrow) in the Ixtaltepec Formation (the hammer measures 33 cm).

Fig. 4. — Basal conglomerates of the Yododeñe Formation with limestone pebbles (arrow).

Fig. 5. — A bed of silstone with numerous HCS. The pencil measures 15 cm.

Fig. 6. — Raindrop prints on a red shale.

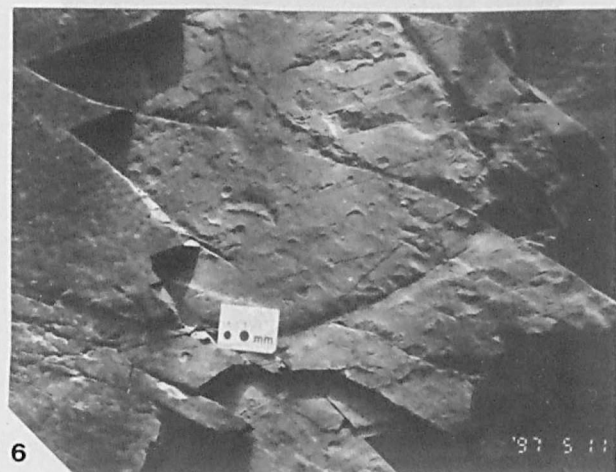
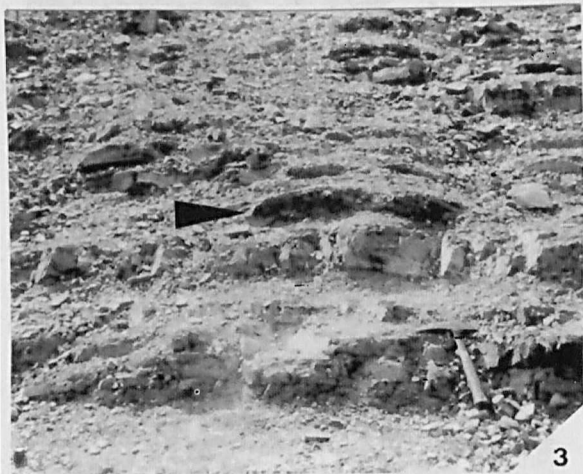
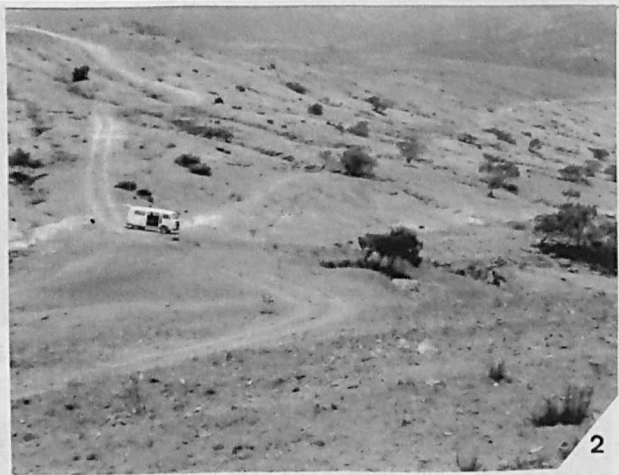
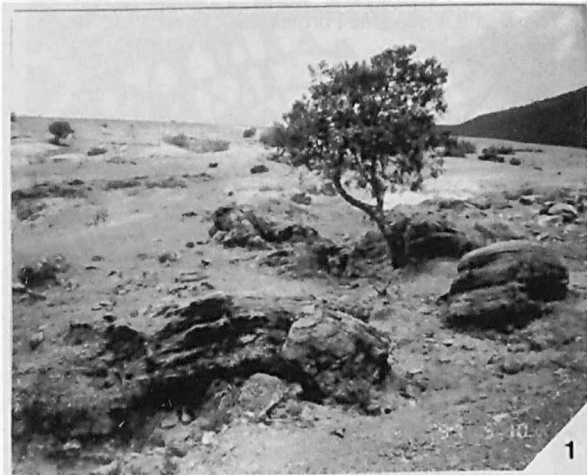
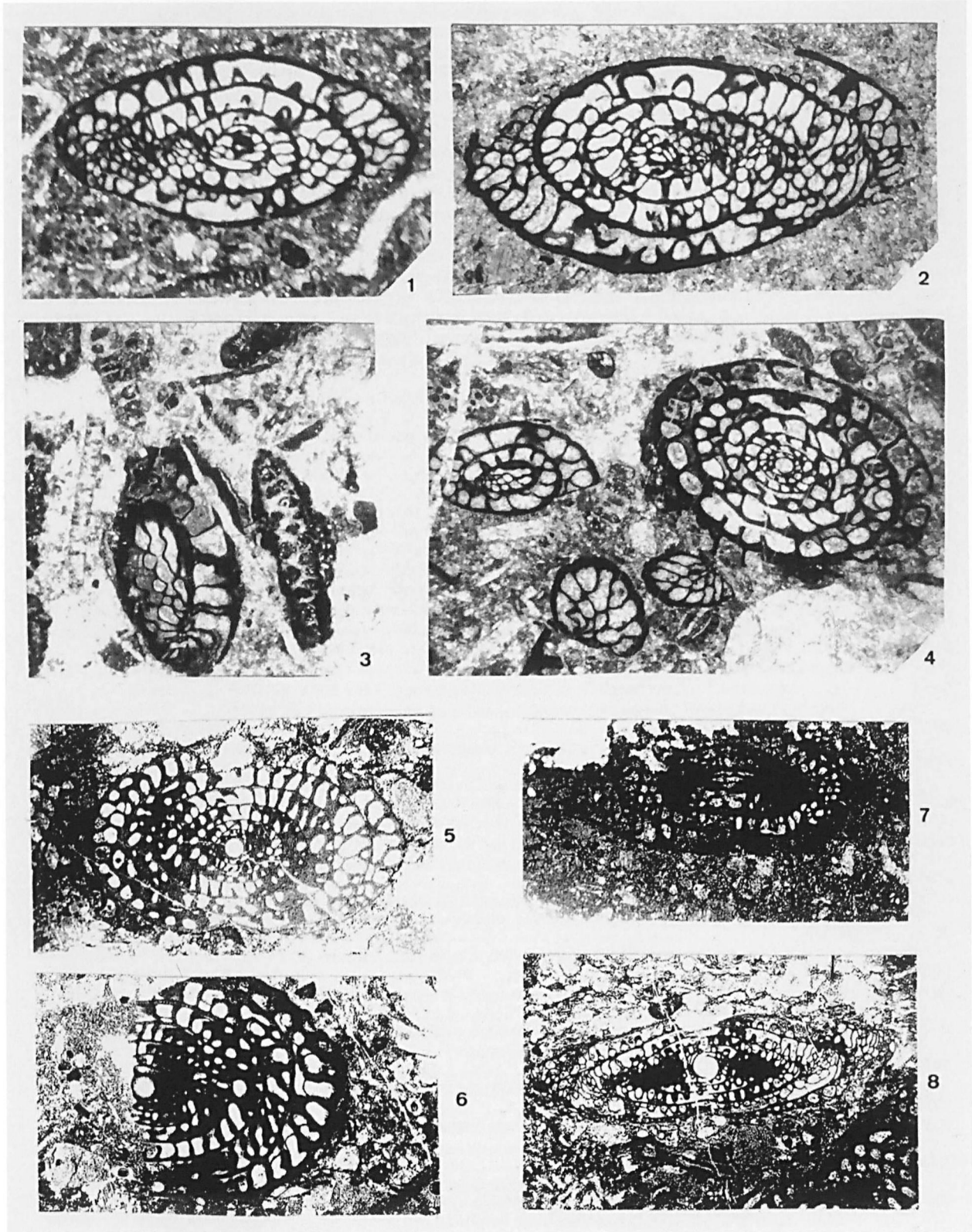


PLATE XXIV

Sections of Permian fusulinids reworked in the Triassic (?) Yododeñe Formation

- Fig. 1-4. — *Praepseudofusulina andina* (Roberts in Newell *et al.*, 1953) [= *P. elkoensis* (Thompson and Hansen in Thompson, 1954)].
- 1 : Subaxial section showing the subellipsoidal shape of the test. Thin section YOD 1 (3). x 17.
- 2 : Subaxial section showing the septal folding. Thin section YOD 1 (3). x 17.
- 3 : Tangential section associated with three sections of dasyclad algae *Epimastopora* spp. Thin section YOD 1 (2). x 17.
- 4 : A transverse equatorial section (right) and several oblique sections. Thin section YOD 1 (3). x 13.
- Fig. 5-6. — *Skinnerella* sp. 1. These oblique sections of *Skinnerella* were confused with axial sections of *Leeina* by Vachard *et al.*, 2000b.
- 5 : Thin section Y 1 (2). x 10.
- 6 : Thin section Y 1 (1). x 14.
- Fig. 7. — *Skinnerella* cf. *biconica* Skinner, 1971. Subaxial section. Thin section Y 2. x 13.
- Fig. 8. — *Paraskinnerella brooksensis* (Ross, 1960). Subaxial section. Thin section Y 1 (2). x 9.



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.	51,20
n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	38,40
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	5,50
Tome IV n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	13,75
Tome VI n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	13,00
n°2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	51,20
n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	23,75
Tome VII n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	15,55
Tome VIII n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	18,30
Tome IX n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	65,85
n°2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	14,65
Tome X n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	27,50
Tome XII — D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	51,20
Tome XIII — P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	38,40
Tome XIV — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostracés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	13,00
Tome XV — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	27,50
Tome XVI — A. BOUROZ <i>et al.</i> , <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.	38,10

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	20,00
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Saravejo (Yougoslavie)</i>	23,00
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	22,00
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>	26,70
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	26,70
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	28,20
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	27,50
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	28,20
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	20,00
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	30,00
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	30,00
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i> T.T.C.	13,75
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeica des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	30,00
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	19,00
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	19,00
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.	15,00
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.)	54,90
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> T.T.C.	23,00
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	23,00
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>	23,00
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>	23,00
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	23,00
Publication N° 23. — G. BUSSON <i>et A. CORNÉE</i> , <i>L'événement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal</i>	19,00
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>	23,00
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>	46,00
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>	19,00
Publication N° 27. — E. VENNIN, <i>Architecture sédimentaire des Bioconstructions permo-carbonifères de l'Oural méridional (Russie)</i>	27,50
Publication N° 28. — Actes des 1 ^{ères} journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine géologique.....	15,00
Publication N° 29. — F. LACQUEMENT, <i>L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire préstructuré ; de l'affleurement au modèle de chaîne</i>	26,70
Publication N° 30. — R. PLATEVOET, <i>Diversité des formations pyroclastiques s.l. du strato-volcan du Cantal au Miocène. Elaboration d'une méthodologie de corrélation</i>	26,70

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 10 (2^{me} série), Fascicule 4

parution 2003

	pages
Lahcen DAOUDI L, Brahim IGMOULLAN et Rachid ADIL. — Facteurs de contrôle de la sédimentation argileuse du Crétacé Moyen de la Haute Moulouya (Maroc).	253
Esperanza FERNANDEZ-MARTINEZ and Bruno MISTIAEN. — <i>Alveolites Parvus</i> , Tabulate Coral from Upper Devonian of Iran ..	261
— Philippe COURVILLE et Catherine CRONIER. — Les faluns tortoniens (Miocène supérieur) de Noyant-la-Plaine, (Ouest de la France). Nouvelles données lithologiques et paléontologiques.....	275
— Raimund FEIST, Mehdi YAZDI and Thomas BECKER. — Famennian Trilobites from the Shotori Range, E – Iran	285
Lahcen ZOUHRI et Jean-Pierre COLBEAUX. — Calcul des bilans hydrologiques : application de la méthode d'interpolation graphique dans l'ouest Marocain	295
Luis Antonio FLORES DE DIOS-GONZÁLEZ, Daniel VACHARD and Blanca E. BUITRÓN-SÁNCHEZ. — Paleozoic to Triassic Formations from Oaxaca State (Mexico), a summary with new data	303

© 2003 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)