

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 80 (1987)
Heft: 1

Artikel: Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental)
Autor: Mojon, Pierre-Olivier / Strasser, André
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165984>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 26.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Pages 37–58	Bâle, avril 1987
---------------------	---------	-------	-------------	------------------

Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental)

Par PIERRE-OLIVIER MOJON et ANDRÉ STRASSER¹⁾

RÉSUMÉ

L'examen détaillé d'un nouvel affleurement de Purbeckien à Bienne a permis d'y reconnaître une grande diversité de microfaciès appartenant à des paléoenvironnements côtiers divers (sebkha, estran, lagon marin et restreint, lac d'eau douce à saumâtre). Ces microfaciès sont assemblés en séquences sédimentaires correspondant au passage de milieux subtidaux peu profonds à l'intertidal, puis au supratidal.

Les données micropaléontologiques, qui complètent dans une importante mesure l'étude et l'interprétation des microfaciès, permettent d'attribuer un âge Berriasien inférieur au Purbeckien de Bienne. Enfin, la sédimentologie a rendu possible une meilleure définition de la limite entre le Purbeckien et le Berriasien marin du Jura occidental.

ABSTRACT

Detailed study of a new outcrop of Purbeckian sediments at Bienne (Switzerland) has shown that microfacies are very varied, indicating sabkha, tidal-flat, brackish to marine lagoonal, and freshwater paleoenvironments. These microfacies and associated sedimentary structures define shallowing-upward sequences. The base of a sequence is transgressive and formed by oolites or reworked carbonate sediments, which then pass into inter- to supratidal facies. Abundant bioturbation and erosion surfaces frequently mark the top of a sequence. Brecciated beds are thought to have collapsed after dissolution of underlying evaporites.

Micropaleontological data complement the interpretation of the microfacies. Dating with charophytes and ostracods places the Purbeckian of Bienne in the Early Berriasian. Furthermore, sedimentological criteria allow for a better definition of the limit between the Purbeckian facies and the marine Berriasian in the western Jura Mountains.

1. Introduction

Des faciès lacustres dans la région de Bienne ont été signalés pour la première fois par LORY en 1857. Il décrit (p. 2) «une formation d'eau douce, placée constamment entre le terrain jurassique et le terrain néocomien», correspondant selon lui au Wealdien (Crétacé inférieur). Cependant, il admet plus loin dans la même publication (p. 54) que «la dénomination de groupe ou étage de Purbeck doit remplacer celle d'étage wealdien» et lui attribue un âge Jurassique supérieur, qui est confirmé par DESOR (1864).

MAILLARD (1884) est le premier à donner une description détaillée du Purbeckien de Bienne. Il souligne le caractère littoral du Purbeckien et insiste sur le fait qu'il ne s'agit pas d'un étage, mais d'un faciès. Ce faciès est placé dans le Jurassique supérieur (MAILLARD

¹⁾ Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

1885). Plus tard, le Purbeckien de Bienne est brièvement discuté par BAUMBERGER (1894) et RYNIKER (1923).

En 1948, CAROZZI publie un travail sur le Purbeckien suisse qu'il attribue au Berriasien. Il reprend la coupe de Bienne de MAILLARD et en décrit une deuxième à côté. BURRI (1956) inclut le sommet du Purbeckien de la région de Bienne dans son étude paléontologique du Crétacé inférieur. Grâce aux ostracodes, l'âge berriasien du Purbeckien est confirmé par DONZE (1958) dans le Jura français. Comme BARTENSTEIN & BURRI (1954), DONZE fait correspondre le Purbeckien du Jura avec le Purbeckien inférieur de l'Isle of Purbeck, la localité type en Angleterre.

L'étude la plus complète jusqu'à présent sur le Purbeckien de la région du Lac de Bienne a été publiée par HÄFELI en 1966. Il donne un excellent aperçu historique et décrit en détail les lithofaciès, biofaciès et milieux de dépôt de plusieurs coupes. Il propose les termes de Formation de Goldberg pour l'ensemble des faciès purbeckiens (d'après une ancienne carrière entre Bienne et Vingelz), et de «Mergel-und-Kalk-Zone» pour les niveaux marno-calcaires faisant la transition avec le Berriasien marin.

Le but du présent article est donc d'ajouter au travail de HÄFELI quelques précisions sur les mécanismes de sédimentation, les milieux de dépôt, la paléoécologie et l'âge du Purbeckien selon de nouvelles connaissances sédimentologiques et micropaléontologiques.

La coupe présentée dans cet article se situe à Riedli, à la sortie ouest de Bienne, au bord de la route qui mène à Neuchâtel (Fig. 1). Les couches plongent de 50 degrés vers le sud et sont bien accessibles au-dessus d'un parking. La base de la coupe est limitée par des éboulis à l'est de l'affleurement (Coord. 584.090/220.420). Quelques bancs à faciès purbeckien sont encore visibles sous les éboulis, mais il est difficile d'estimer s'ils sont en place ou non. Le sommet de la Formation de Twannbach (Portlandien; HÄFELI 1966) forme une petite falaise une dizaine de mètres plus à l'est. La coupe elle-même, de lithologie très variée, est documentée par 59 échantillons (Fig. 2). L'échantillonnage a été arrêté là où les calcaires deviennent plus massifs (Coord. 584.000/220.360). Ceux-ci représentent le Marbre Bâtard (HÄFELI 1966) et correspondent à l'Unité Moyenne Calcaire Massive de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), qui est datée du Berriasien moyen (zone à *Occitanica*; CLAVEL et al. 1986).

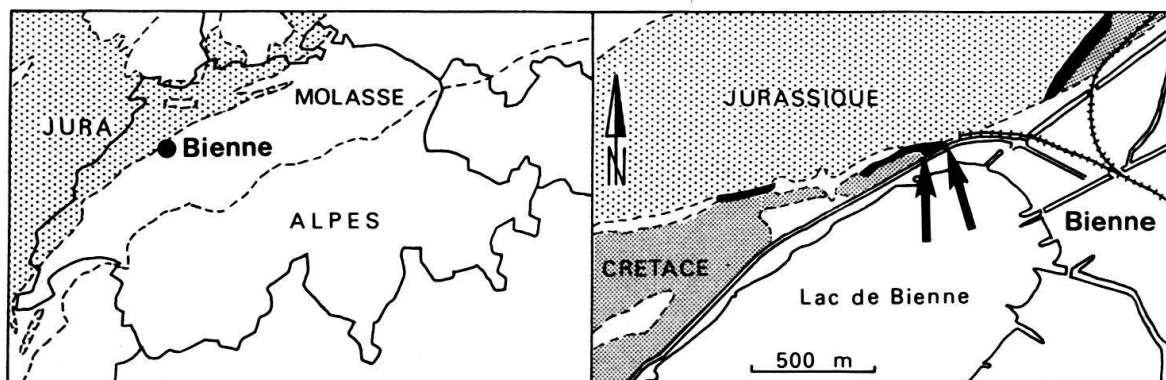


Fig. 1. Localisation de la coupe étudiée (entre les flèches). Figure de droite simplifiée d'après HÄFELI (1966), en noir la Formation de Goldberg.

2. Microfaciès et milieux de dépôt

L'étude des lames minces et des niveaux marneux (traités par lavage-tamissage) permet de distinguer 15 types de microfaciès (MF) indiqués dans la figure 2, et auxquels il faut ajouter des faciès conglomératiques (numéro 16 sur la figure 2).

- MF 1: Oopelsparite (localement oopelmicrite), avec quelques galets noirs, quelques charophytes, ostracodes, serpules, lamellibranches (Fig. 3A).
- MF 2: Oomicrite, avec quelques lithoclastes, galets noirs, oncoïdes, quelques charophytes, ostracodes, gastéropodes, lamellibranches, foraminifères benthiques (Fig. 3B).
- MF 3: Oomicrite ferrugineuse, avec quelques lithoclastes, lamellibranches, échinodermes, gastéropodes, foraminifères benthiques, algues calcaires (Fig. 3C). Dans la partie supérieure de la coupe, ce microfaciès contient du quartz détritique fin.

Ces trois microfaciès sont caractérisés par des ooïdes. Dans le MF 1, les ooïdes sont de petite taille et ne montrent qu'une couche corticale (fig. 3A). La structure radiaire indique une minéralogie primaire calcitique (STRASSER 1986). Les grainstones montrent un ciment primaire isopaque à cristaux isométriques, typique d'une diagenèse en milieu phréatique d'eau douce (LONGMAN 1980). Dans le MF 2, plusieurs couches forment le cortex. Leur structure est radiaire et/ou micritique. Les cortex radiaires sont bien préservés. Par contre, dans quelques ooïdes finement laminés et micritiques, la dissolution de certaines couches démontre une minéralogie primaire instable (aragonitique ou en calcite magnésienne, Fig. 3B). Les structures corticales des ooïdes et les associations fauniques indiquent des milieux de formation marins restreints à saumâtres. Les changements de minéralogie primaire dans un cortex peuvent être dûs à des modifications de milieu chimique, biochimique et/ou hydrodynamique, ou encore au transport de la particule d'un milieu à l'autre (STRASSER 1986). Les MF 1 et 2 se trouvent surtout dans la partie inférieure de la coupe.

Les ooïdes du MF 3 ont de nombreuses couches à structures radiaires qui sont localement micritisées. Les cortex, la surface des ooïdes (souvent corrodée), d'autres particules et la matrice sont partiellement ferrugineux (Fig. 3C), ce qui donne une couleur jaunâtre à la roche. La structure corticale de ces ooïdes indique une formation dans un lagon marin, où alternaient des périodes calmes et de haute énergie (DAVIES et al. 1978). La composition faunique (Fig. 7) indique également un milieu marin. Le MF 3 se trouve uniquement dans la partie supérieure de la coupe. Les faciès oolithiques ne montrent aucun indice sédimentologique d'exposition inter- ou supratidale.

- MF 4: Biomicrite à dasycladacées (*Clypeina jurassica*), avec quartz détritique fin (Fig. 3D).
- MF 5: Micrite à gastéropodes («*Nerinella*» sp.) et quartz détritique fin, avec quelques ostracodes et foraminifères benthiques (Fig. 3E).
- MF 6: Oncomicrite, avec péloïdes, dasycladacées, foraminifères benthiques, gastéropodes (Fig. 3F).

Du quartz détritique fin envahit les MF 4 et 5, les marnes (MF 15), les bancs micritiques à charophytes (MF 9) et les calcaires oolithiques (MF 3) du haut de la coupe. Les microfaciès MF 4, 5 et 6 indiquent des milieux lagunaires restreints subtidaux. Le microfaciès à oncoïdes MF 6 est représenté dans un grand bloc basculé (Fig. 2).

- MF 7: Pelmicrite (localement pelsparite) à ostracodes et serpules, avec quelques foraminifères benthiques (Fig. 4A).
- MF 8: Micrite à birdseyes et fissures circumgranulaires, avec quelques galets noirs, lithoclastes, charophytes, ostracodes, lamellibranches (Fig. 4B).
- MF 9: Micrite à charophytes et ostracodes (Fig. 4C). Dans la partie supérieure de la coupe, ce microfaciès contient du quartz détritique fin.

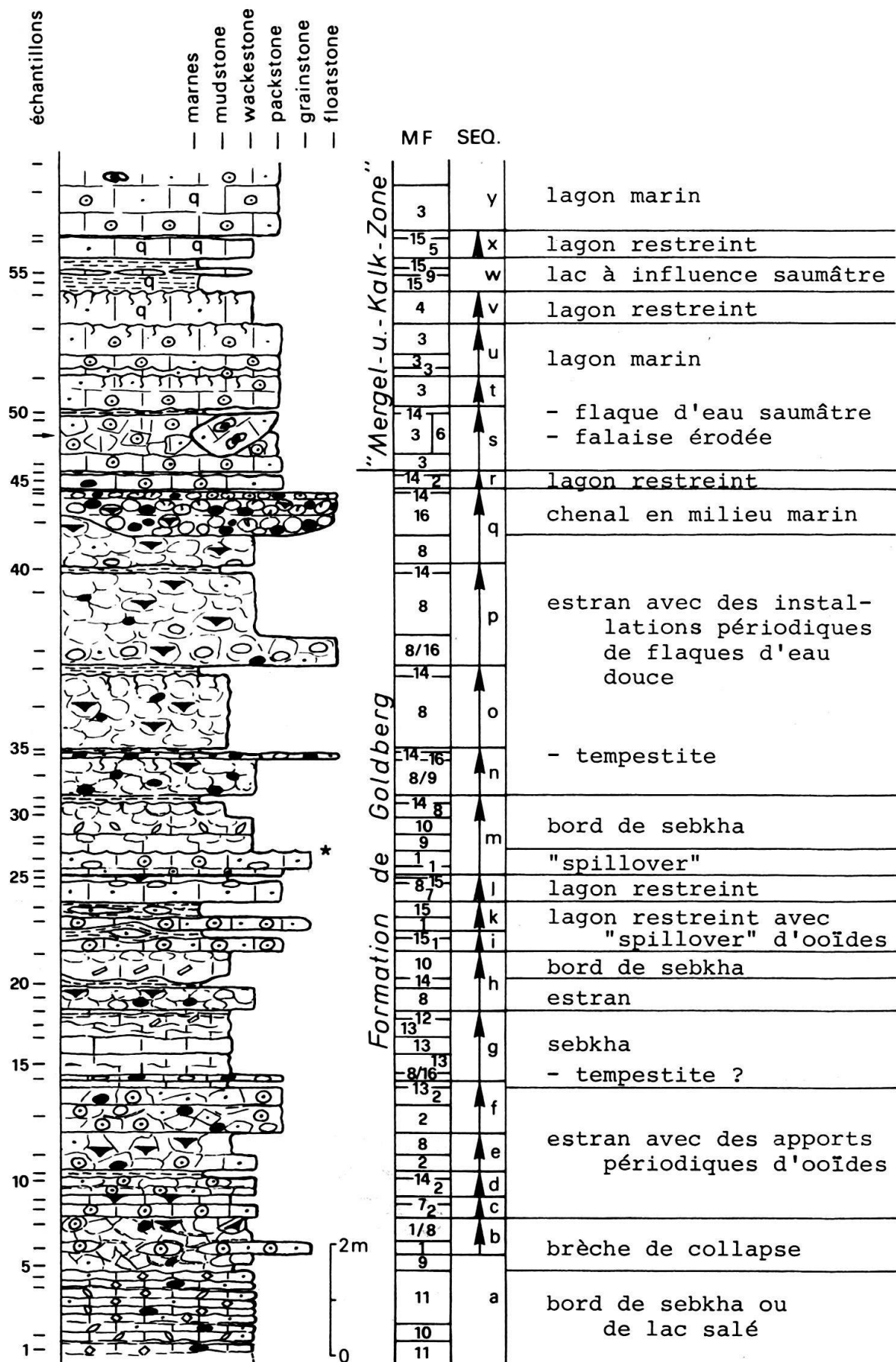


Fig. 2. Coupe de Bienne: lithologie, microfaciès (MF), séquences (SEQ., les flèches indiquent le «shallowing-upward»), et interprétation des milieux de dépôt. * indique la surface à rides de la Figure 5.

















Le MF 7 implique un milieu lagunaire confiné. La présence de serpules le sépare nettement des autres microfaciès lagunaires. Localement, des structures fenestrées (birdseyes) indiquent une exposition dans la zone inter- à supratidale. Les micrites du MF 8 représentent des faciès d'estran. Les birdseyes et les fissures courbes (Fig. 4B: «circum-granular cracking», ESTEBAN & KLAPPA 1983) sont abondants et dûs à des périodes d'inondation suivies de dessèchement dans la zone inter- à supratidale. La faune indique des eaux saumâtres. Par contre, la prédominance de charophytes dans le MF 9 doit être attribuée à un milieu lacustre.

- MF 10: Micrite à pseudomorphoses calcitiques d'évaporites, avec quelques galets noirs, péloïdes, charophytes, ostracodes (Fig. 4D).
 MF 11: Micrite lie-de-vin à pseudomorphoses siliceuses d'évaporites, à nodules de quartz et à sphérules de quartzine (Fig. 4E).
 MF 12: Micrite jaune laminée à pseudomorphoses calcitiques d'évaporites et quelques sphérules de quartzine (Fig. 4F).
 MF 13: Microsparite jaune stérile, localement noduleuse.

Les sédiments évaporitiques se groupent donc en 4 microfaciès. Dans le MF 10, des pseudomorphoses calcitiques de gypse lenticulaire et de baguettes probablement d'anhydrite sont dispersées dans le sédiment micritique. Il s'agit ici d'une surimposition de faciès évaporitiques sur des faciès lacustres à saumâtres.

Le MF 11 est caractérisé par des grands cristaux de quartz authigène qui s'organisent en rosettes et en nodules atteignant souvent plusieurs cm de diamètre. On observe également des agrégats et des sphérules de quartz pétaloïde et de quartzine. Ces formes de quartz authigène indiquent une diagenèse précoce en milieu sulfaté (ARBEY 1980). Les mêmes types de remplacement ont été décrits par WEST (1975) dans le Purbeckien de l'Angleterre et par MÜLLER (1986) dans le Purbeckien du Jura vaudois. Localement, le quartz authigène a hérité la forme lenticulaire du gypse et celle en baguette de l'anhydrite.

Les laminations millimétriques du MF 12 résultent de fines couches sombres et ferrugineuses, souvent ondulées et déchirées (Fig. 4F) qui représentent probablement des tapis algaires. Des concentrations de pseudomorphoses calcitiques d'anhydrite (?) soulignent cette lamination. Dans quelques niveaux, des remplissages de fissures et de pores par de la calcite fibreuse font penser à du gypse fibreux pseudomorphosé, qui se serait formé dans des birdseyes et des fissures de dessiccation de la zone supratidale.

	calcaire		intraclastes
	brèche angulaire		galets noirs
	nodulisation		galets perforés
	marnes		péloïdes
	birdseyes		ooïdes
	bioturbations		oncoïdes
	pseudomorphoses de gypse		quartz détritique
	pseudomorphoses d'anhydrite (?)		
	pseudomorphoses siliceuses d'évaporites et nodules de quartz		

Les calcaires du MF 13 sont très friables, presque saccharoïdes, et d'une couleur jaune souvent tachetée. En lame mince, on n'observe que de la microsparite plus ou moins grossière et quelques zones sparitiques. Les cristaux sont le plus souvent isométriques et anhédrax, et montrent rarement une forme rhombique qui pourrait indiquer des pseudomorphoses de dolomite. L'agencement noduleux de ce microfaciès rappelle la texture «chickenwire» de l'anhydrite massive.

Les microfaciès 10–13 traduisent un milieu de lagon hypersalin et de sebkha (MCKENZIE et al. 1980, MUIR et al. 1980). Cependant, comme le démontrent les analyses par rayons-X de ces microfaciès, les évaporites et une éventuelle dolomite pénécontemporaine ont été complètement transformées et remplacées par du quartz et de la calcite.

MF 14: Marnes avec prédominance d'organismes d'eau douce (charophytes, ostracodes, gastéropodes).

MF 15: Marnes avec prédominance d'organismes d'eau saumâtre (ostracodes, quelques charophytes). Avec quartz détritique fin dans la partie supérieure de la coupe.

Faciès 16: Conglomérats, avec lithoclastes variés et galets noirs dans une matrice marneuse.

Les couches marneuses, de couleur jaune à verte, ont été groupées en deux microfaciès: les charophytes et les ostracodes dans le MF 14 indiquent un milieu plutôt d'eau douce, les ostracodes du MF 15 un milieu plutôt saumâtre. Les argiles sont représentées surtout par de l'illite et de la smectite en proportion à peu près égale (J. F. Deconinck, comm. pers.).

Les lithoclastes que l'on retrouve dans les conglomérats (faciès 16) appartiennent normalement à des microfaciès sous-jacents. Très typiques sont les galets noirs qui se concentrent dans les conglomérats, mais qui sont aussi présents dans d'autres faciès (Fig. 2). Leur noircissement est dû à une imprégnation par de la matière organique provenant d'algues et/ou de plantes terrestres supérieures, parfois brûlées (STRASSER & DAVAUD 1983). Les galets noirs sont remaniés, mais indiquent néanmoins la proximité de terres émergées colonisées par la végétation.

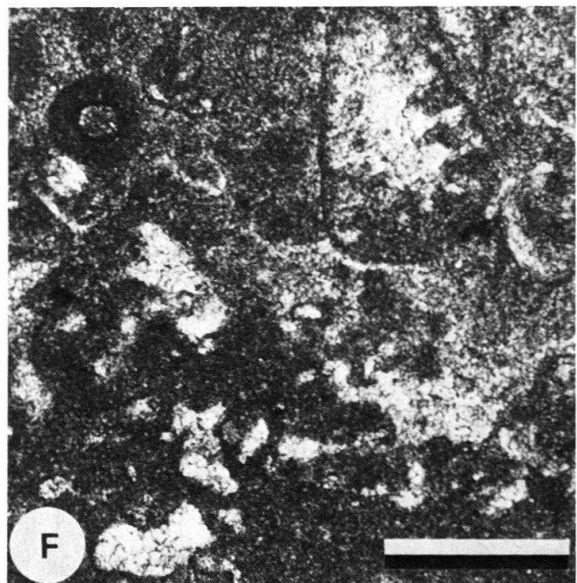
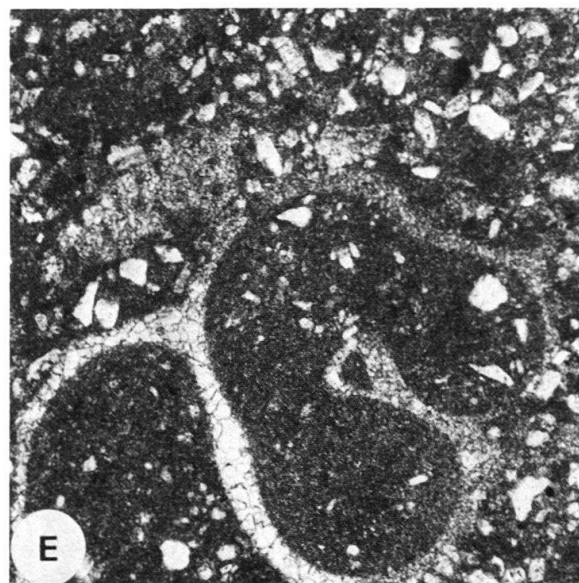
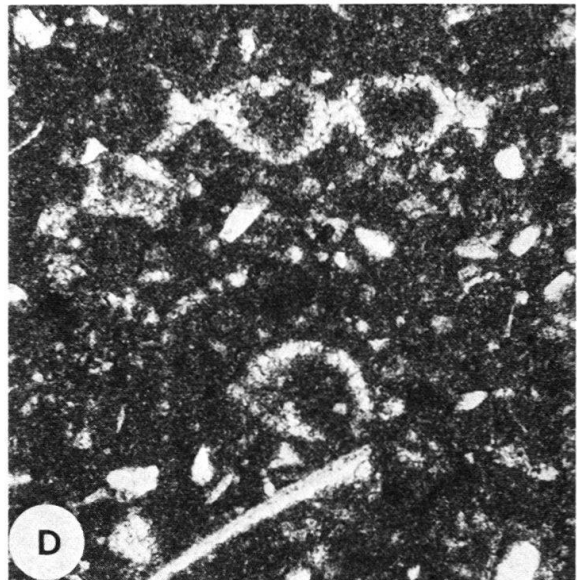
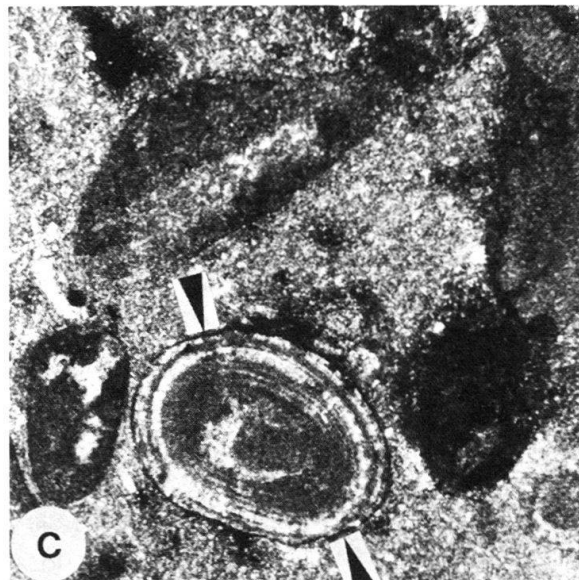
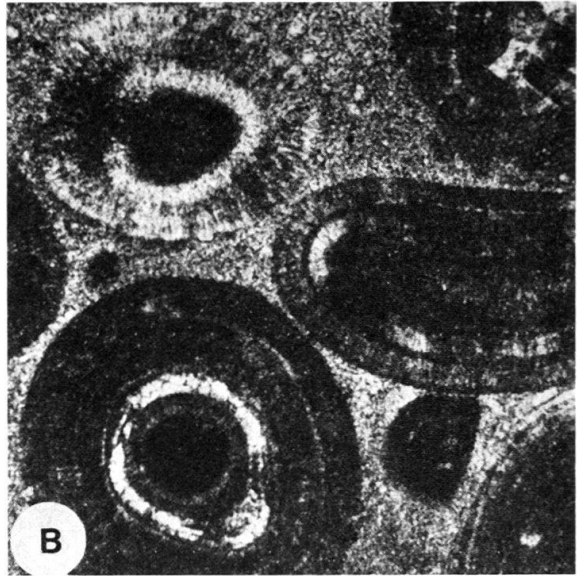
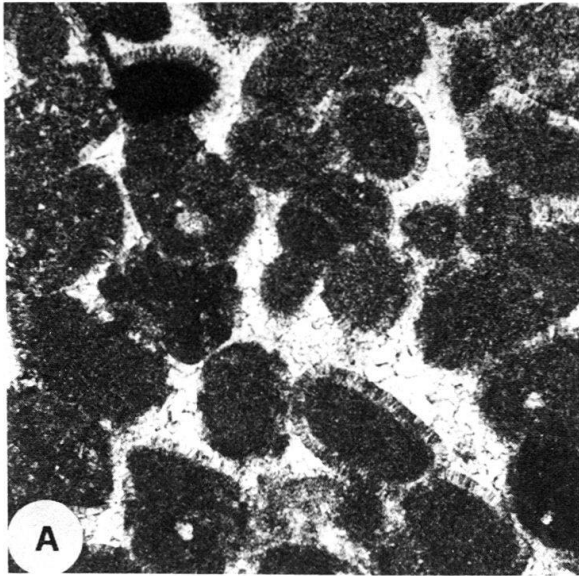
La genèse des conglomérats varie d'un cas à l'autre et va être abordée dans le contexte du chapitre 4.

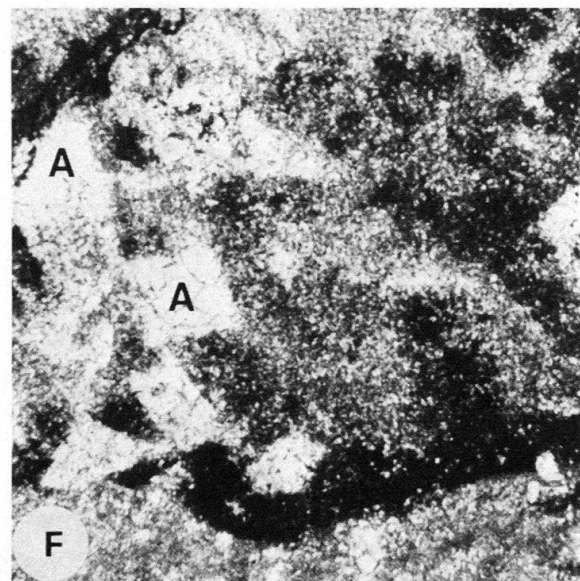
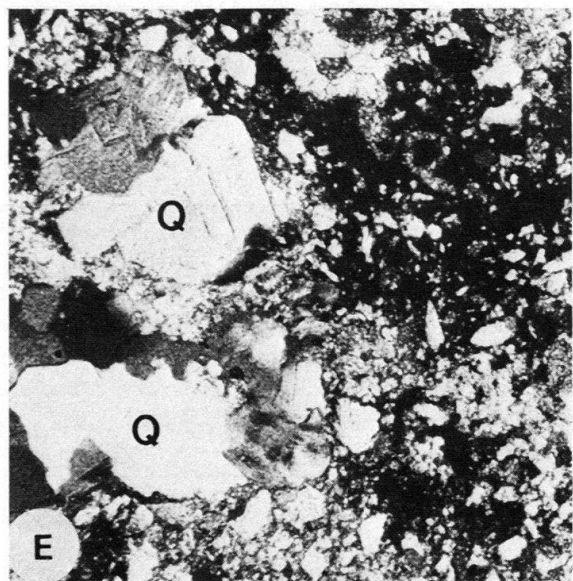
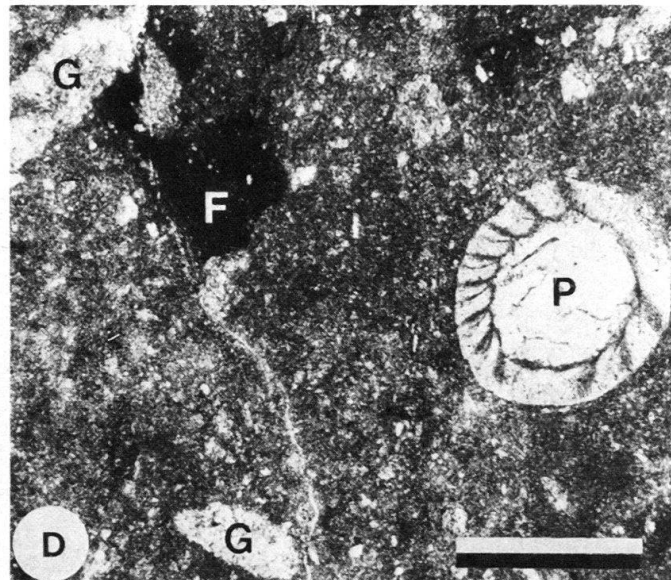
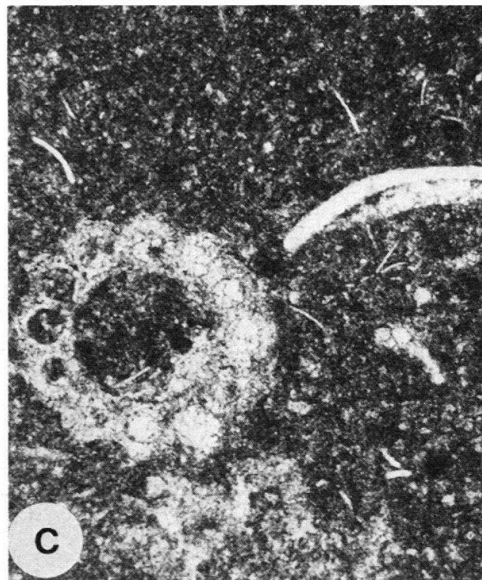
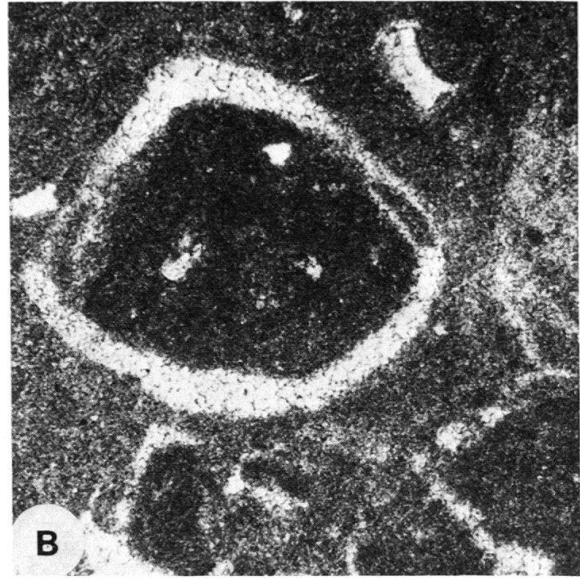
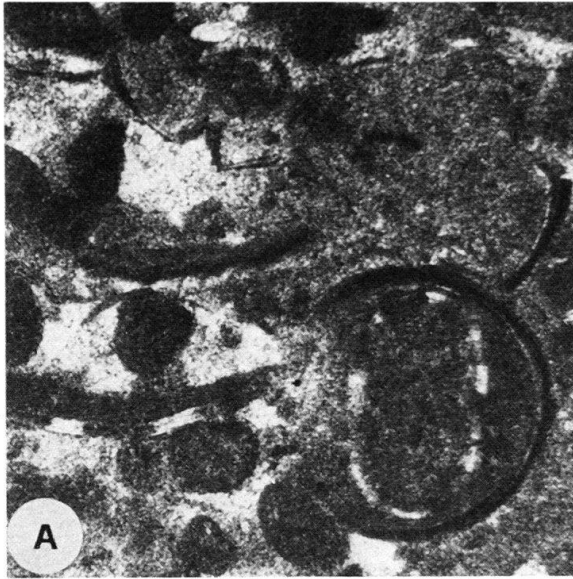
3. Micropaléontologie

Tous les niveaux marno-calcaires du Purbeckien de la coupe de Bienne ont été systématiquement prospectés au moyen de la méthode des lavages sur tamis. Cette démarche a permis de récolter une grande quantité de microfossiles (Fig. 7) parfaitement dégagés qui, avec ceux étudiés en lames minces, complètent les données déjà existantes de HÄFELI (1966).

Fig. 3. (lames minces, échelle sur 3F valable pour toutes les photos: 0.3 mm).

- A) MF 1: oopelsparite, ooïdes avec cortex simple à structure radiaire (échantillon 6).
 B) MF 2: oomicrite, ooïdes à structures corticales radiaires et micritiques. Une couche de la particule du bas de la photo a été dissoute (minéralogie primaire instable) et remplacée par de la calcite (échantillon 13).
 C) MF 3: oomicrite ferrugineuse à lithoclastes. L'ooïde montre une surface corrodée (flèches) et ferrugineuse (noire). Les lithoclastes et la matrice sont partiellement ferrugineux (en noir) (échantillon 49).
 D) MF 4: biomicrite à dasycladacées et quartz détritique fin et angulaire. En haut, un fragment dissout de *Clypeina* (échantillon 53).
 E) MF 5: micrite à gastéropodes et quartz détritique anguleux fin. Le test du gastéropode a été dissout (échantillon 56).
 F) MF 6: oncomicrite, en bas de la photo partie d'un oncoïde à structure vacuolaire. En haut, une Trocholone (échantillon 48).





3.1. Liste floristique des charophytes (Fig. 8, 9, 10, 11)

- Clavatoraceae:
 Atopocharoideae: *Perimneste horrida* HARRIS 1939
 Perimneste micrandra GRAMBAST 1967
 Globator incrassatus (GRAMBAST) MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD 1986
 Globator maillardi (DE SAPORTA) (DONZE) GRAMBAST 1966
 Clavatoroideae: *Dictyoclavator fieri* (DONZE) GRAMBAST 1966
 Nodosoclavator bradleyi (HARRIS) MASLOV 1961
 Clavator reidi GROVES 1924
 Flabellochara grovesi (HARRIS) GRAMBAST 1962
 Clypeator discordis (GRAMBAST) SHAIKIN 1976
 Porocharaceae: *Musacchiella maxima* (DONZE) FEIST & GRAMBAST-FESSARD 1984
 Porochara cf. *hildesiensis* (MÄDLER) MÄDLER 1955 (= *Chara jaccardi* HEER 1865)
 Porochara cf. *kimmeridgensis* (MÄDLER) MÄDLER 1955 (= sp. *raskyae* et sp. *westerbeckensis*
 (MÄDLER) MÄDLER 1955)²⁾
 Characeae: «*Tolypella*» sp.

Ces charophytes sont représentées par des fructifications variées: gyrogonites de Porocharacées principalement et utricules de Clavatoracées; ainsi que par des fragments de thalle (Clavatoracées). L'observation et la comparaison de ces restes dégagés et en section a permis leur détermination précise à partir des données de HARRIS (1939) et de FEIST & GRAMBAST-FESSARD (1982).³⁾

²⁾ Parmi les populations de gyrogonites qui ont été apparentées à *P. kimmeridgensis* en suivant les observations et l'appellation de DONZE (1958), de nombreux exemplaires à cellules spiralées nettement concaves pourraient se rapporter aux espèces *raskyae* et *westerbeckensis*.

Comme nous avons observé que les critères permettant de différencier ces 3 espèces (MÄDLER 1952) pouvaient varier au sein d'une même population de gyrogonites en fonction du degré de calcification et de croissance ainsi que de l'état de conservation, ces taxons ont été considérés ici comme synonymes et placés sous une dénomination commune déjà en usage.

³⁾ A ce propos, il faut relever que les sections de gyrogonites du Purbeckien jurassien attribuées par CAROZZI (1948) à des Clavatoracées appartiennent plus vraisemblablement à des Porocharacées (genres *Musacchiella* et *Porochara*). En effet, les seules gyrogonites connues de Clavatoracées n'ont été observées que dans le Purbeckien anglais (HARRIS 1939) à la suite de silicifications souvent partielles («Middle Purbeck Cherts») permettant la dissolution à l'acide de l'enveloppe utriculaire et de la gangue calcaire. Or, de telles conditions de conservation n'existent pas dans le Purbeckien jurassien où les utricules de Clavatoracées sont toujours rendus résistants par une forte calcification.

Fig. 4. (lames minces, échelle sur 4D valable pour toutes les photos: 0.3 mm).

- A) MF 7: pelmicrite/pelsparite à serpules et ostracodes. Un ooïde à cortex simple radiaire est piégé dans le tube circulaire d'une serpule (échantillon 24).
 B) MF 8: micrite avec fissures courbes qui définissent des intraclastes (échantillon 7).
 C) MF 9: Micrite à charophytes et ostracodes. A gauche, section d'un thalle de *Clavator reidi* (échantillon 28).
 D) MF 10: micrite à pseudomorphoses lenticulaires calcitiques de gypse (G) et gyrogonite de *Porochara* (P). Le sédiment est partiellement ferrugineux (F) (échantillon 2).
 E) MF 11: remplacement d'évaporites par du quartz grossier (Q) qui forme des nodules et des rosettes (échantillon 1).
 F) MF 12: micrite laminée à pseudomorphoses anguleuses calcitiques probablement d'anhydrite (A). En bas (en noir), une lamination ferrugineuse et ondulée qui a été percée par des cristaux d'évaporite (échantillon 18).



Fig. 5. Surface d'un banc oolithique (MF 1, * dans la Figure 2) avec des rides légèrement asymétriques à crêtes sinueuses (en bas de la photo), et avec des rides d'interférence (en haut à droite). Ces types de rides indiquent une tranche d'eau assez faible. La partie visible du marteau mesure 26 cm.



Fig. 6. Nodularisation dans une micrite du MF 8, probablement due à la bioturbation et à la dessiccation périodique. Le marteau mesure 33 cm de long.

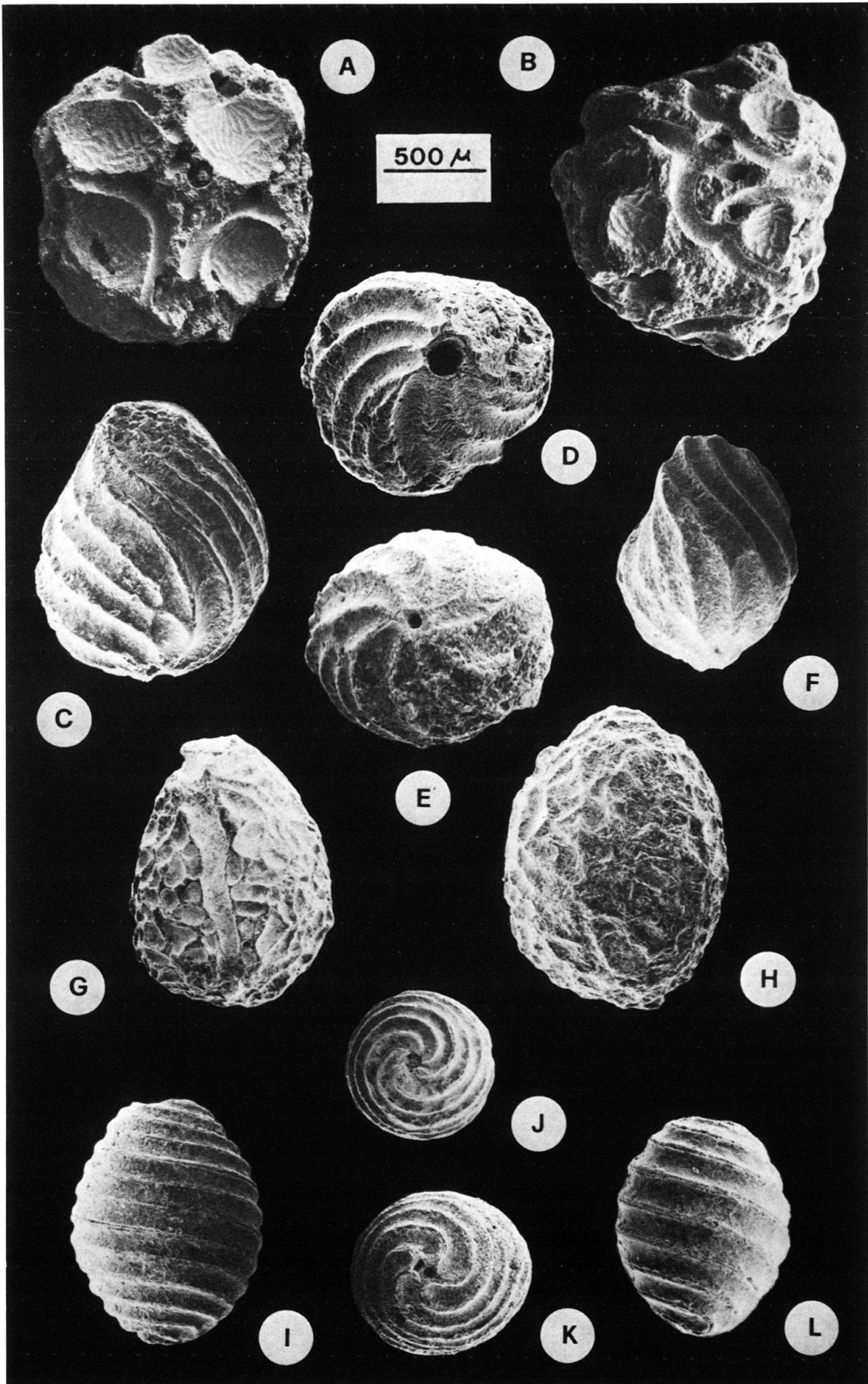
Les charophytes étant considérées comme des algues d'eau douce principalement, il est important de remarquer à ce sujet que les fructifications et débris de thalle du Purbeckien de Bienne sont en grande partie formés et remplis par de la calcite sparitique grossière traduisant une calcification et une cimentation rapide en milieu phréatique d'eau douce (LONGMAN 1980). Une fois indurés, les restes de ces charophytes ont pu être ensuite remaniés et resédimentés sur des estrans dans des faciès conglomératiques (tempestites et chenaux), comme c'est le cas dans le Purbeckien de Bienne. Cependant, CORILLION (1957) a signalé que certaines variétés de Characées actuelles (*Lamprothamnium pappulosum* et divers taxons du genre *Chara*) s'adaptent parfaitement à un environnement saumâtre à hypersalin. Une étude récente (BURNE et al. 1980) a même mis en évidence l'association de gypse et de gyrogonites de *Lamprothamnium* dans des sédiments actuels. De plus, I. Soulié-Märsche (comm. pers.) a remarqué que les variations de salinité influencent directement la croissance des oogones de *Lamprothamnium pappulosum* et de *Chara aspera* en modifiant profondément leur morphologie. CORILLION (1975) a fait une constatation identique pour le thalle de *Lamprothamnium pappulosum*. Ainsi, l'observation dans le Purbeckien de Bienne (MF 10, Fig. 4D) de cristaux lenticulaires de gypse associés à des gyrogonites de Porocharacées et le polymorphisme de ces dernières (écotypes de *Musacchiella* et *Porochara*, Fig. 8 et 9) seraient donc des indices d'une salinité variable dépendant probablement de cycles saisonniers ou encore d'oscillations du niveau marin. Les écotypes de Porocharacées, que l'on pourrait au premier abord attribuer à des espèces distinctes, traduiraient donc plutôt une adaptation à des conditions anormales de salinité et auraient ainsi une signification paléocéologique.

Enfin, les Clavatoracées, qui se différencient en de nombreuses lignées phylogénétiques au cours du Crétacé inférieur, ont un intérêt biostratigraphique certain. Ainsi, la flore de charophytes du Purbeckien de la coupe de Bienne contient les premiers éléments évolutifs de trois lignées phylogénétiques de Clavatoracées définies par GRAMBAST (1974), celles des *Perimneste-Atopochara* (*Perimneste horrida* et *Perimneste micrandra*), des *Flabellochara-Clypeator* (*Flabellochara grovesi* et *Clypeator discordis*) et des *Globator* (*Globator maillardi* et *Globator incrassatus*).

Cet ensemble de charophytes, encore unique dans le Purbeckien du Jura (MOJON 1985) et dont le degré d'évolution indique un âge Berriasien inférieur, complète notablement les données paléontologiques de HÄFELI (1966). En se basant sur celles-ci, GRAMBAST (1974) avait créé une nouvelle subdivision dans sa zonation de charophytes (zone de Bienne), à laquelle il attribua un âge valanginien en accord avec l'ancienne stratigraphie du Crétacé inférieur du Jura occidental de DESOR & GRESSLY (1859).

Fig. 8. Charophytes. Utricules de Clavatoracées (A–H) et gyrogonites de Porocharacées (I–L).

- A) *Perimneste horrida*, vue latérale d'un utricule légèrement écrasé avec empreintes d'anthéridies de grande taille. MGL 47376.
 B) *Perimneste micrandra*, vue latérale d'un utricule légèrement écrasé avec empreintes d'anthéridies de petite taille. MGL 47377.
 C-D-E) *Globator incrassatus*, C: vue latérale, D: vue apicale, E: vue basale. MGL 47378.
 F) *Globator maillardi*, vue latérale. MGL 47381.
 G-H) *Dictyoclavator fieri*, G: vue latérale proximale, H: vue latérale distale. MGL 47379.
 I-J-K-L) *Musacchiella maxima*, I: vue latérale, J: vue apicale montrant le pore apical, K: vue basale montrant la plaque basale composée, L: écotype en vue latérale. MGL 47380.



3.2 Liste faunique des ostracodes

Cypridea dunkeri (JONES 1885)
Cypridea sp.
Cypridea tumescens (ANDERSON 1939)
Cypridea praecursor OERTLI 1963
Mantelliana purbeckensis (FORBES 1855)
Theriosynoecum forbesii (JONES 1885)
Fabanella boloniensis (JONES 1882)
Eoparacypris weedonensis ANDERSON 1971
Scabriculocypris trapezoides ANDERSON 1941

D'après OERTLI (1985), cette faune d'ostracodes est comparable à celle du «Lower Purbeck» en Angleterre et aurait ainsi un âge identique à celui indiqué par les charophytes.

Au point de vue paléocéologique, les ostracodes du Purbeckien de Bienne correspondent à un mélange de formes dulçaquicoles et euryhalines (BRENNER 1976), qui est l'indice de balancements entre eaux douces continentales et eaux saumâtres à sursalées.

3.3 Liste faunique des gastéropodes

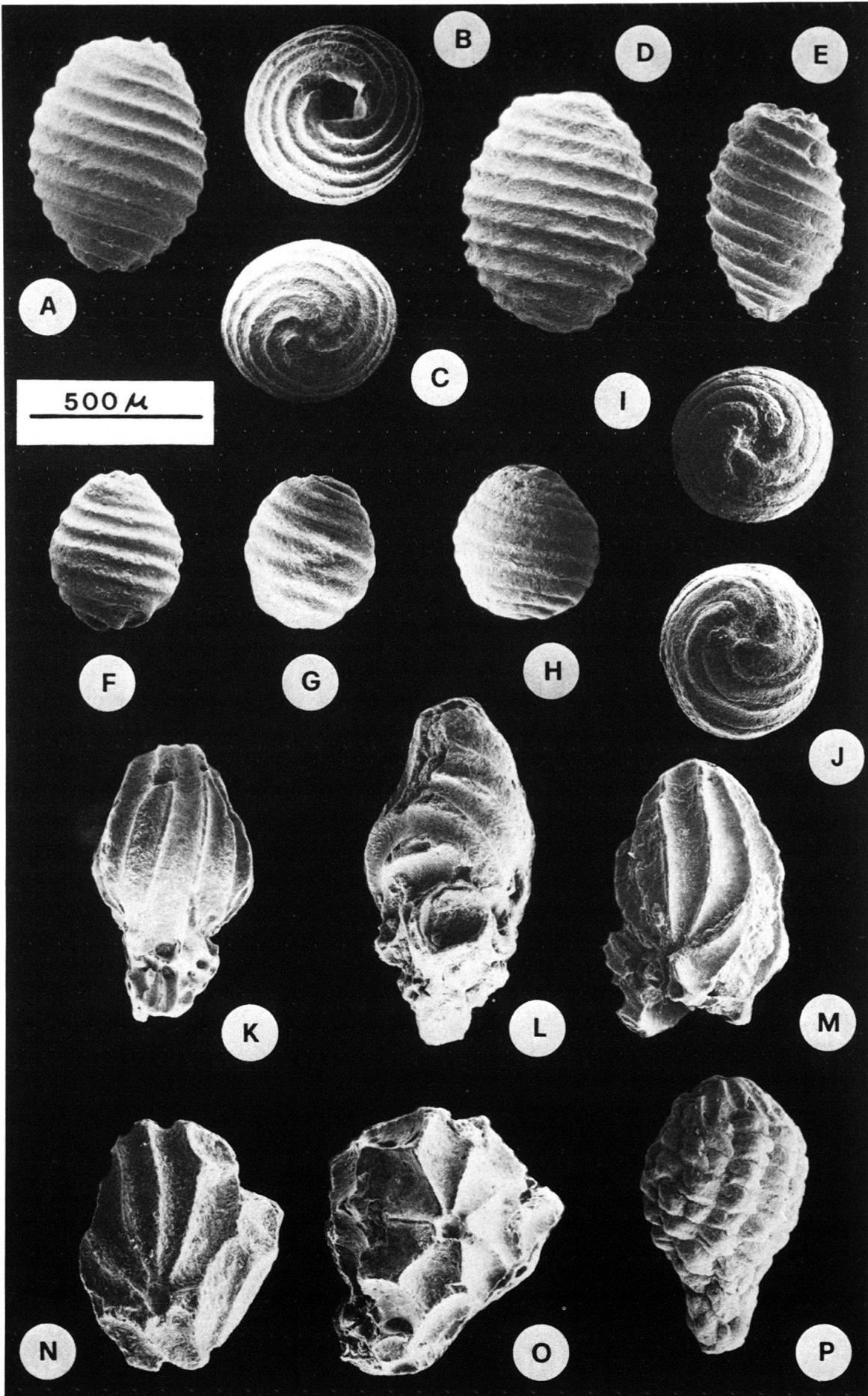
Hydrobia sp.
Valvata helicelloides (DE LORIO) HUCKRIEDE 1967
Valvata abavia HUCKRIEDE 1967
Proauricula jaccardi (DE LORIO) HUCKRIEDE 1967
Anisopsis fisheri (ARKELL) HUCKRIEDE 1967
«*Nerinella*» sp.

Les «*Nerinella*», gastéropodes marins, sont présents uniquement dans les séquences s et x (Fig. 2) de la «Mergel-und-Kalk-Zone» et caractérisent un milieu de lagon restreint. Les autres gastéropodes, répandus dans le Purbeckien de l'Europe occidentale, sont essentiellement dulçaquicoles, bien que les *Hydrobia* puissent tolérer les eaux saumâtres. Cette observation corrobore les indications fournies par les charophytes et les ostracodes.

3.4. Liste faunique des foraminifères benthiques

Miliolidae: *Quinqueloculina* sp.
Involutinidae: *Trocholina alpina* LEUPOLD & BIGLER 1935
Trocholina elongata LEUPOLD & BIGLER 1935
Nodosariidae: *Lenticulina* gr. *muensteri* (ROEMER 1839)
Lituolidae: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA 1890)
Feurtillia frequens MAYNC 1958
Nautiloculina oolithica MOHLER 1938
Ammobaculites sp.
Ataxophragmiidae: «*Siphovalvulina*» sp.
Valvulina cf. *lugeoni* SEPTFONTAINE 1977

Fig. 9. Charophytes. Gyrogonites de Porocharacées (A–J) et utricules de Clavatoracées (K–P).
A-B-C-D-E) *Porochara* cf. *kimmeridgensis*, A–D: vues latérales de gyrogonites de type *raskyae* (A) et *westerbeckensis* (D), B: vue apicale montrant le pore apical, C: vue basale montrant la plaque basale simple, E: écotype en vue latérale. MGL 47382.
F-G-H-I-J) *Porochara* cf. *hildesiensis*, F-G-H: vues latérales, I: vue apicale montrant le pore apical, J: vue basale montrant la plaque basale simple. MGL 47383. K-L-M:) *Clavator reidi*, K-L: vues latérales, M: vue de face. MGL 47384. N) *Flabellochara grovesi*, vue de face. MGL 47386. O) *Clypeator discordis*, vue de face. MGL 47387.
P) *Nodosoclavator bradleyi*, vue latérale. MGL 47385.



Quelques rares Lenticulines et Ataxophragmiidae ont été récoltés dans les faciès laguno-lacustres de la Formation de Goldberg où leur présence peut s'expliquer par des événements de haute énergie (tempêtes ou fortes marées). La grande majorité des foraminifères benthiques est concentrée au niveau des bancs oolithiques de la Formation de Goldberg (Ataxophragmiidae) et de la «Mergel-und-Kalk-Zone» (Miliolidae, Trocholines, Nodosariidae, Lituolidae, Ataxophragmiidae).

L'accumulation de foraminifères dans la séquence s (échantillons 48 et 49) de la «Mergel-und-Kalk-Zone», mélangés avec des débris d'échinodermes dans un sédiment oolithique grossier, ainsi que la présence de blocs basculés (ancienne falaise?) et la superposition directe d'un faciès d'eau douce laissent penser que l'on se trouve à ce niveau dans un faciès de plage où les foraminifères auraient été transportés par flottaison depuis leur milieu de vie subtidal.

Les foraminifères benthiques du Purbeckien de Bienne sont répandus aussi bien dans le Jurassique supérieur que dans le Berriasien (HOTTINGER 1967, SEPTFONTAINE 1981, DARSAC 1983) et n'ont donc pas de signification biostratigraphique particulière.

3.5. Organismes divers

De nombreux fragments de serpules, ainsi qu'une dent isolée de sélacien ont été trouvés dans la Formation de Goldberg. La présence de ces organismes euryhalins y confirme l'existence d'une salinité variable déjà mise en évidence par les charophytes, ostracodes et gastéropodes.

D'autre part, de nombreux restes d'organismes marins proviennent de la «Mergel-und-Kalk-Zone». Il s'agit de lamellibranches (moules internes), d'échinodermes (radioles et débris de test), de dents broyeuses de poissons (Pycnodontidés) et de débris de thalle de dasycladacées (*Clypeina jurassica* FAVRE 1927).

4. Evolution séquentielle

La coupe de Bienne est composée de séquences à tendance «shallowing-upward» ou émergitive (Fig. 2). Les séquences débutent dans la plupart des cas par des faciès subtidaux et passent rapidement à des faciès inter- à supratidaux. Elles se terminent par des dépôts marneux laguno-lacustres, ou par des surfaces qui indiquent un arrêt de sédimentation, voire une érosion. Les séquences sont très réduites (quelques dizaines de cm à 2 m) et comparables aux «punctuated aggradational cycles» de GOODWIN & ANDERSON (1985).

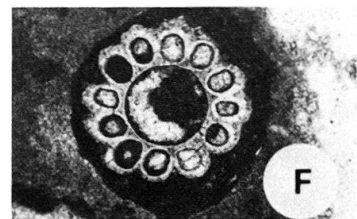
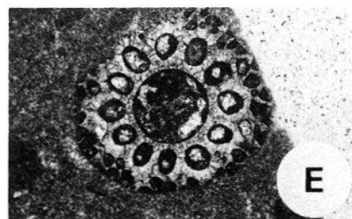
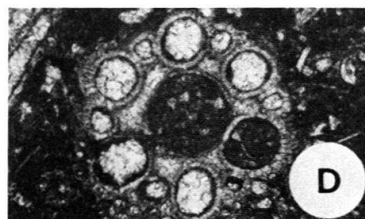
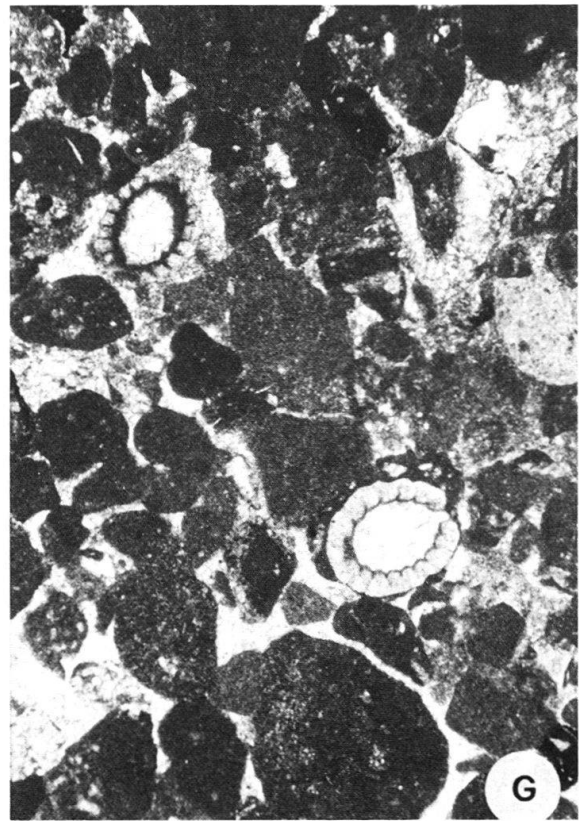
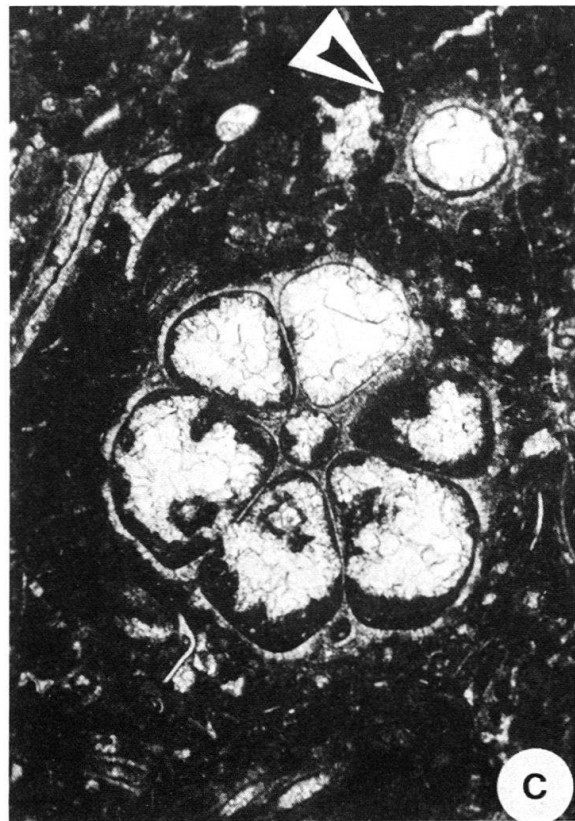
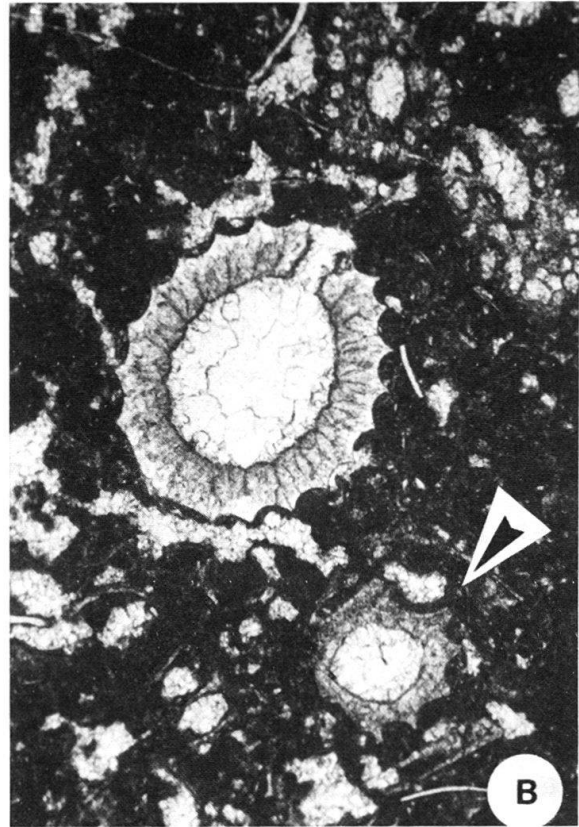
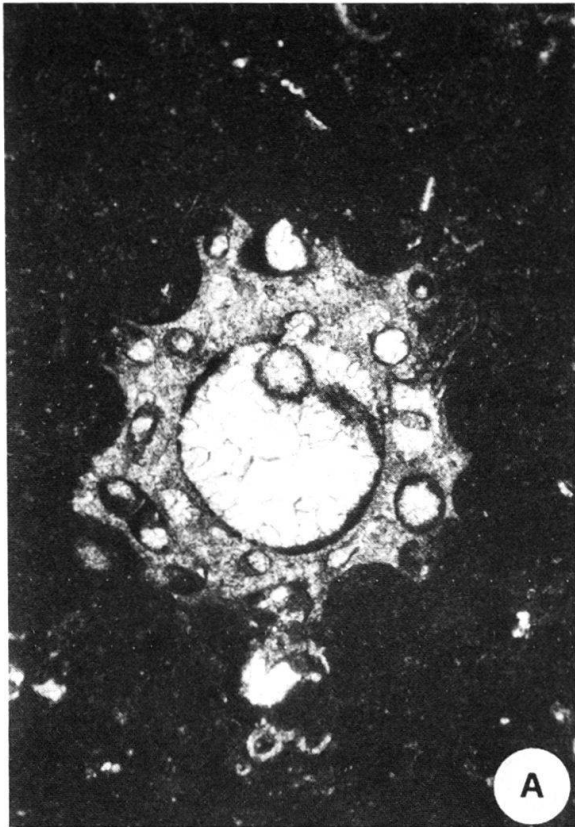
Fig. 10. Charophytes en lames minces (grossissement 30 ×, comme Fig. 8), A: galet noir de chenal (MF 16), B-C-D-F-G: tempestite (MF 16), E: wackestone d'estran (MF 8).

A) Utricule de *Perimneste horrida* en coupe transversale. MGL 47374.

B) Gyrogonite de *Musacchiella maxima* en coupe axiale sagittale et utricule de *Clavator reidi* en coupe transversale (flèche). MGL 47370 bis.

C-D-E-F) Coupes transversales de thalles et d'utricule de *Clavator reidi*. C: nœud et utricule (flèche), MGL 47370. D: base du nœud, MGL 47371. E: entre-nœud avec cortication réticulée externe, MGL 47372. F: entre-nœud, MGL 47373.

G) Gyrogonites de *Porochara cf. hildesiensis*, coupe axiale tangentielle en haut et coupe axiale sagittale en bas. MGL 47375.



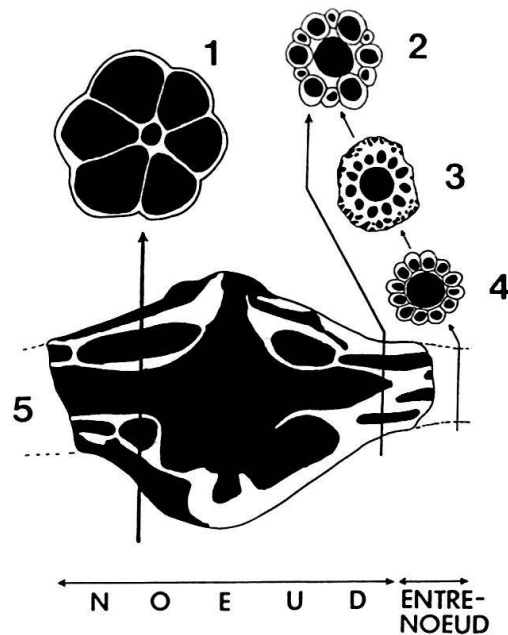


Fig. 11. Dessins reprenant la Fig. 10. Coupes du thalle de *Clavator reidi*, 1-4: coupes transversales, 5: coupe axiale.

- 1) Nœud composé de 6 cellules nodales et d'une cellule centrale.
- 2) Base du nœud avec réduction de la moitié des cellules internodales.
- 3) Entre-nœud avec cortication réticulée externe.
- 4) Entre-nœud composé de 12 cellules internodales et d'une cellule centrale.

La base de la coupe de Bienne est mal exposée et ne se prête pas à une analyse séquentielle détaillée. Au-dessus du toit bréchifié de la Formation de Twannbach, on trouve quelques bancs dolomitiques et des marnes à *Porochara*. A 4 km plus à l'ouest, HÄFELI (1966) signale à la base du Purbeckien de la coupe «Fluhrebe» des couches dolomitiques à coprolithes et *Porochara*, suivies par une zone marneuse à ostracodes de milieu saumâtre (*Fabanella*). Ces marnes évoluent en micrites des MF 10 et 11 que l'on retrouve dans les éboulis et qui forment la base de la coupe détaillée (Fig. 2).

Dans la Formation de Goldberg, les séquences sont caractérisées par une base transgressive très souvent oolithique ou à galets remaniés. Les bancs oolithiques du MF 1 (base des séquences b, i, k, m) représentent probablement des «spillover» (HARRIS 1979) de barre sableuse qui se formaient entre le lagon et l'estran par triage des particules et vannage de la fraction boueuse. La surface du banc 27 (* dans la Fig. 2) montre des rides d'interférence (Fig. 5) traduisant une profondeur d'eau très faible, voire une émergence partielle dans la zone intertidale (COLLINSON & THOMPSON 1982). La surface de la dalle est parsemée de petits galets arrondis et aplatis (0,5-5 mm de diamètre) et présente quelques pistes d'organismes. Ces faciès subtidaux passent rapidement à des faciès d'estran, de sebkha et de lac d'eau douce à saumâtre.

Les faciès d'estran sont fortement bioturbés et ont un aspect noduleux (Fig. 6). Cette bioturbation indiquerait des arrêts de sédimentation dans les séquences. La séquence g représente un important dépôt de sebkha. Dans les séquences a, h et m, une émergence et une forte évaporation des saumures d'une sebkha ou d'un lac salé proche a induit la

précipitation d'évaporites au sein du sédiment. Les bancs 5 à 7 sont fortement bréchifiés à la suite de la dissolution possible des évaporites, et éventuellement aussi d'une couche de sel superficielle, qui aurait entraîné le collapse des sédiments sus-jacents.

Enfin, les marnes au sommet des séquences caractérisent des milieux de dépôt d'eau douce ou saumâtre, voire hypersalins.

Il est évident que les séquences du Purbeckien de la coupe de Bienne ne représentent qu'une partie de l'histoire sédimentaire. Les microfaciès et les structures sédimentaires indiquent des milieux très peu profonds à émergifs où l'érosion a joué un rôle important. Ainsi, beaucoup de séquences déposées ont pu être partiellement ou entièrement érodées et remaniées. Si le sédiment n'était pas consolidé, ces séquences n'ont laissé aucune trace. En cas de consolidation du sédiment, ce sont les galets (en particulier les galets noirs) dans les séquences suivantes qui témoignent de l'abrasion des sédiments antérieurs. Les galets noirs sont concentrés dans des dépôts de haute énergie comme la tempestite de la séquence n et le conglomérat de la séquence q. Les galets de ce conglomérat sont bien arrondis et montrent des perforations de lithophages indiquant une influence plutôt marine. La matrice est marneuse à la base et devient oolithique vers le haut. Il s'agit d'ooïdes du MF 2 qui dominent également dans la séquence suivante r. Ce niveau conglomératique, localement chenalisé (Fig. 2), se retrouve dans plusieurs coupes dans la région de Bienne (HÄFELI 1966) et représente probablement un dépôt de plage ou d'avant-plage.

Les calcaires plus massifs de la «Mergel-und-Kalk-Zone» (séquences s, t, u) sont caractérisés par des ooïdes du MF 3. La faune indique un milieu marin (Fig. 7). Les bancs montrent des surfaces souvent fortement bioturbées, traduisant des arrêts de sédimentation. Il est frappant de trouver un grand bloc angulaire basculé de 2.50 m de diamètre dans la séquence s (Fig. 2), qui est constitué de calcaire oncolithique (MF 6). Il est possible que ce bloc soit issu de l'érosion d'une falaise bordant la lagune où se déposait le sédiment oolithique du MF 3. Un faciès d'eau douce revient une dernière fois dans la séquence w. Les bancs 53–58 contiennent du quartz anguleux fin. Cet apport détritique se retrouve régulièrement au sommet de l'Unité Oolithique Inférieure du Jura occidental (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971), qui correspondrait ainsi à la «Mergel-und-Kalk-Zone» de HÄFELI (1966).

Les séquences enregistrées dans la coupe de Bienne montrent une évolution générale allant d'une sebkha à la base de la coupe, avec passage à un estran pour se terminer en lagon marin. Malgré cette tendance évolutive, d'importantes influences d'eau douce sont mises en évidence par des microfossiles dulçaquicoles (charophytes, ostracodes et gastéropodes) et traduisent l'existence de flaques temporaires d'eau douce sur les sebkhas et les estrans, ainsi que l'installation de milieux lacustres plus durables au sommet des séquences. L'influence marine devient dominante à partir de la séquence s (Figs. 2 et 7). C'est à la base de cette séquence que nous proposons de placer le sommet des faciès purbeckiens (Purbeckien s.str., correspondant à peu près à la Formation de Goldberg)⁴). De plus, cette limite est marquée par un changement lithologique bien visible sur le terrain: les bancs de la base de la «Mergel-und-Kalk-Zone» sont relativement massifs et se distinguent nettement des calcaires marneux riches en galets noirs de la Formation de Goldberg.

⁴) HÄFELI (1966) avait interprété le conglomérat des bancs 42 et 43 comme le conglomérat de base de la «Mergel-und-Kalk-Zone», plaçant ainsi la limite plus bas.

5. Conclusions

L'étude de la coupe du Purbeckien de Bienne (Formation de Goldberg et «Mergel-und-Kalk-Zone») a permis de mettre en évidence 16 types de microfaciès appartenant à des paléomilieus représentant une marge côtière formée par un ensemble de sebkhas, d'estrans, de lacs et de lagons restreints ou marins.

Le mélange d'organismes d'eau douce et saumâtre, ainsi que l'existence d'évaporites et de flaques d'eau douce dans les faciès d'estran de la Formation de Goldberg pourraient s'expliquer par une alternance de périodes d'évaporation et de précipitations. Concernant le climat au Purbeckien, il y a 140 millions d'années, la reconstitution paléogéographique de BARRON et al. (1981) replaçant l'Europe occidentale nettement plus au sud, et l'observation par FRANCIS (1983, 1984) de cernes de croissance dans des troncs de conifères du Purbeckien anglais permettent d'imaginer un climat chaud avec des cycles saisonniers, assez semblable à celui des régions actuelles du Sud méditerranéen (STRASSER & DAVAUD 1982).

Les microfaciès de la coupe de Bienne sont répartis en séquences à tendance «shallowing-upward» superposées les unes aux autres, et dont chacune traduit virtuellement une évolution à partir de la zone subtidale vers les zones inter- à supratidale.

Des changements significatifs de faciès délimitent successivement la Formation de Twannbach, la Formation de Goldberg et la «Mergel-und-Kalk-Zone». La première de ces deux limites, où les calcaires dolomitiques du Portlandien passent aux faciès purbeckiens laguno-lacustres, est seulement visible plus à l'ouest (Tüscherz). Par contre, la limite entre la Formation de Goldberg (Purbeckien s.str.) et la «Mergel-und-Kalk-Zone» s'observe clairement dans la coupe de Bienne et traduit une transgression marine. La Formation de Goldberg est caractérisée par de nombreux galets noirs, indices d'émersions et d'apports sédimentaires principalement terrestres. En revanche, la «Mergel-und-Kalk-Zone» subit une forte influence marine, qui se manifeste par l'abondance d'ooïdes et d'organismes marins, alors que les galets noirs ont totalement disparus. Cependant, comme les faciès d'eau douce sont encore bien représentés dans la «Mergel-und-Kalk-Zone», cette transgression doit être considérée comme un phénomène très progressif.

L'attribution d'un âge Berriasien inférieur à la «Mergel-und-Kalk-Zone» et à la Formation de Goldberg peut être précisé grâce aux charophytes et aux ostracodes. En effet, la comparaison des données micropaléontologiques de la coupe de Bienne avec celles des faciès de type purbeckien de l'Europe occidentale (Angleterre, Allemagne du Nord, Espagne) de GRAMBAST (1974), BRENNER (1976) et OERTLI (1985) indique clairement que le Purbeckien de Bienne correspond au Berriasien basal, ce qui est confirmé par la découverte récente d'ammonites de la sous-zone à *Subalpina* au sommet du Purbeckien du Jura méridional (CLAVEL et al. 1986).

Abréviation

MGL = échantillons de la collection MOJON conservés au Musée de Géologie de Lausanne.

Remerciements

Le Fonds national de la recherche scientifique a subventionné A. Strasser pour ce travail (Projet 2.897.083). H. P. Funk (Zürich), E. Davaud et R. Wernli (Genève) ont très aimablement revu notre manuscrit.

D'autre part, nous avons largement bénéficié des connaissances scientifiques de H. J. Oertli (Pau) pour les ostracodes, de N. Grambast-Fessard, M. Feist et I. Soulié-Märsche (Montpellier) pour les charophytes, de L. Zanninetti et R. Wernli (Genève) pour les foraminifères, et de J. F. Deconinck (Genève) pour les argiles.

Comme la partie paléontologique de cet article a principalement été réalisée à l'Université de Neuchâtel, nous n'oublions pas la précieuse assistance technique de R. Pressl-Wenger (Métallurgie structurale) pour la photographie au MEB, de G. Magranville (Géologie) pour la réalisation de lames minces, ainsi que le soutien dévoué du Professeur Ph. Kùpfer (Botanique).

A tous, nous témoignons nos très sincères et chaleureux remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

- ARBEY, F. (1980): Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formes silicifiées. – *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 4, 310–365.
- BARRON, E. J., HARRISON, C. G. A., SLOAN, J. L. & HAY, W. W. (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present. – *Eclogae geol. Helv.* 74, 443–470.
- BARTENSTEIN, H. & BURRI, F. (1954): Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. – *Eclogae geol. Helv.* 47, 426–443.
- BAUMBERGER, E. (1894): Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees. – *Mitt. natf. Ges. Bern*, 150–203.
- BURNE, R. V., BAULD, J. & DE DEKKER, P. (1980): Saline lake charophytes and their geological significance. – *J. sediment. Petrol.* 50, 281–293.
- BRENNER, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). – *Palaeontographica* 152/4–6, 113–201.
- BURRI, F. (1956): Die Rhyntonelliden der Unteren Kreide (Valanginien–Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge. – *Eclogae geol. Helv.* 49, 599–702.
- CAROZZI, A. (1948): Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. – Thèse Univ. Genève.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R. & LE HEGARAT, G. (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. – *Eclogae geol. Helv.* 79, 319–341.
- COLIN, J. P., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N., CHERCHI, A., & SCHROEDER, R. (1984): Charophytes and ostracods from the Berriasian (Purbeckian facies) of Cala d'Inferno (Nurra Region, NW Sardinia). – *Boll. Soc. paleont. Ital.* 23/2, 345–354.
- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. (1982): Sedimentary structures. – George Allen & Unwin, London.
- CORILLION, R. (1957): Les Charophycées de France et d'Europe occidentale. – *Bull. Soc. Sci. Bretagne* 32, 1–499.
- (1975): Flore de Charophytes (Characées) du Massif armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale. – Flore et végétation du Massif armoricain 4. Jouve Ed., Paris.
- DARSAC, C. (1983): La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). – Thèse Univ. Grenoble.
- DAVIES, P. J., BUBELA, B. & FERGUSON, J. (1978): The formation of ooids. – *Sedimentology* 25, 703–730.
- DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 4.
- DESOR, E. (1864): Sur l'étage dubisien. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 6, 544–545.
- DONZE, P. (1958): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne». – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* (n.s.) 3.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C. F. (1983): Subaerial exposure. In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.): Carbonate depositional environments. – *Mem. amer. Assoc. Petrol. Geol.* 33, 1–54.
- FEIST, M. & GRAMBAST-FESSARD, N. (1982): Clé de détermination pour les genres de Charophytes. – *Paléobiol. cont.* 13/2, 1–28.
- FRANCIS, J. E. (1983): The dominant conifer of the Jurassic Purbeck Formation, England. – *Palaeontology* 26/2, 277–294.
- (1984): The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 48, 285–307.

- GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. – *J. Geol.* 93, 515–533.
- GRAMBAST, L. (1974): Phylogeny of the Charophyta. – *Taxon* 23/4, 463–481.
- HÄFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 59, 565–696.
- HARRIS, P. M. (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal. – *Sedimenta* 7.
- HARRIS, T. M. (1939): British Purbeck Charophyta. – British Museum, London.
- HOTTINGER, L. (1967): Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. – *Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 209.
- HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpultit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. – *Beih. geol. Jb.* 67, 1–263.
- LONGMAN, M. W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.* 64, 461–487.
- LORY, C. (1857): Mémoire sur les terrains créacé du Jura. – Extrait Mém. Soc. d'émulation du Doubs.
- MÄDLER, K. (1952): Charophyten aus dem Nordwestdeutschen Kimmeridge. – *Geol. Jb.* 67, 1–46.
- (1955): Zur Taxinomie der tertiären Charophyten. – *Geol. Jb.* 70, 265–328.
- MAILLARD, G. (1884): Etude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. – Thèse Univ. Zurich.
- (1885): Note sur le Purbeckien. – *Bull. Soc. géol. France* (3. s.) 13, 844–849.
- MARTIN-CLOSAS, C. & GRAMBAST-FESSARD, N. (1986): Les charophytes du Crétacé inférieur de la région du Maestrat (Chaîne ibérique – Catalanides, Espagne). – *Paléobiol. cont.* 15, 1–86.
- McKENZIE, J. A., HSÜ, K. J. & SCHNEIDER, J. F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. In: ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds.): Concepts and models of dolomitization. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 28, 11–30.
- MOJON, P. O. (1985): Les Charophytes du «Purbeckien» dans le Jura suisse occidental. – Travail de certificat de Botanique. – Fac. Sci. Univ. Neuchâtel, non publié.
- MUIR, M., LOCK, D. & VON DER BORCH, C. (1980): The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the Middle Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia. In: ZENGER, D. H., DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (eds.): Concepts and models of dolomitization. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 28, 51–67.
- MÜLLER, D. (1986): Les brèches du Purbeckien de la Dôle (Jura suisse): effondrement par dissolution d'évaporites. – *Eclogae geol. Helv.* 79, 33–39.
- OERTLI, H. J. (1985): Atlas des Ostracodes de France (Paléozoïque-Actuel). – *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 9.
- RYNIKER, K. (1923): Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lagerstätten in der unteren Kreide (sog. Hauterivientaschen). – *Eclogae geol. Helv.* 18, 1–76.
- SEPTFONTAINE, M. (1981): Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – *Rev. Micropaléont.* 23/3–4, 169–203.
- STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valangien» de la région neuchâteloise et ses rapport avec le Jura méridional. – *Géobios* 4, 7–59.
- STRASSER, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. – *Sedimentology* 33, 711–727.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1982): Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). – *Eclogae geol. Helv.* 75, 287–301.
- (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – *Eclogae geol. Helv.* 76, 551–580.
- WEST, I. (1975): Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (Upper Jurassic) of Dorset. – *Proc. geol. Assoc.* 86, 205–225.

Manuscrit reçu le 9 mai 1986

Révision acceptée le 31 octobre 1986