

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	66 (1973)
Heft:	1
Artikel:	Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional
Autor:	Persoz, Francis / Remane, Jürgen
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-164182

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: 22.02.2026

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

Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional

Par FRANCIS PERSOZ et JÜRGEN REMANE

Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, rue E.-Argand 11, CH-2000 Neuchâtel 7

RÉSUMÉ

L'évolution des microfaciès d'une section de la série essentiellement carbonatée du Jura neuchâtelois (Suisse occidentale) s'ordonne en deux grands systèmes régressifs: du Bathonien sup. au Callovien inf. et de l'Oxfordien inf. à la base du Crétacé.

Les étapes de cette évolution se laissent résumer par les milieux suivants: bassin (épicontinent), talus (n'est pas l'équivalent du talus continental), barre (bord de la plate-forme), plate-forme s.str. allant de milieux infratidiaux à supratidiaux. Il en résulte un découpage en 14 unités de microfaciès (fig. 5). La première régression se termine par la barre de la Dalle nacrée (Callovien inf.). La seconde se poursuit après le passage d'un système de barres (Séquanien) par une longue histoire en milieu de plate-forme.

Dans ce cadre, nous avons étudié spécialement:

1. *Les phénomènes de condensation dans les microsparites précédant la Dalle nacrée:* les condensations s'expriment dans une concentration de quartz clastique et de tests morts de Foraminifères.
2. *La structure des barres séquanaises* où l'on reconnaît une évolution allant de grainstones à des wackestones; parallèlement à cette évolution les oolithes sont remplacées par des onkolithes.
3. *Les faunes de Foraminifères et les flores d'Algues au Kimmeridgien–Portlandien* qui permettent de retracer la succession des milieux écologiques et l'évolution de la salinité. Le premier niveau saumâtre se rencontre au Kimmeridgien moyen (micrite dolomitisée à *Clypeina jurassica* et Ostracodes), la première intercalation d'eau douce au Portlandien basal (micrite à Ostracodes et oogones de Charophytes).

Les microfaunes et flores ne permettent pas encore une subdivision biostratigraphique. Parmi les cénozones définies dans les Apennins et les Dinarides, seule la zone à *Clypeina jurassica* s'individualise au Kimmeridgien.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Abfolge der Mikrofazies in einem Vertikalprofil durch die hauptsächlich kalkige Schichtfolge des Neuenburger Juras (Westschweiz) zeigt zwei regressive Grosszyklen: den ersten vom oberen Bathonien bis Ende des unteren Callovien, den zweiten vom unteren Oxfordien bis zur Basis der Kreide.

Die einzelnen Abschnitte dieser Entwicklung lassen sich in die folgenden Faziestypen einordnen: Becken (epikontinental), Plattformabhang (nicht Kontinentalabhang), Schwellenfazies (Aussenrand der Plattform) und Plattform im eigentlichen Sinn, die über die Gezeitenzone bis in die Strandfazies hinaufreicht. Die untersuchte Folge lässt sich in 14 Mikrofazieseinheiten gliedern (Fig. 5). Die erste Regression schliesst mit der Schwellenfazies der Dalle nacrée (unteres Callovien) ab. Die zweite

durchläuft zunächst ein ganzes Schwellensystem im Séquanien und mündet dann in eine lange Folge von Plattformfazies.

In diesem allgemeinen Rahmen wurden besonders untersucht:

1. *Die Kondensationserscheinungen in den Mikrospariten im Liegenden der Dalle nacrée:* Die Kondensation äussert sich in Anreicherungen von klastischem Quarz und leeren Foraminiferengehäusen.

2. *Die sedimentären Gefüge in den Schwellen des Séquanien:* Parallel zur Entwicklung von Grainstones zu Wackestones werden die Oolithe durch Onkolithe ersetzt.

3. *Die Foraminiferenfaunen und Algenflore des Kimmeridgien-Portlandien:* Sie erlauben es, die Entwicklung der ökologischen Verhältnisse und die Veränderungen der Salinität zu verfolgen. Brackwasserablagerungen erscheinen zum erstenmal im mittleren Kimmeridgien (dolomitische Mikrite mit *C. jurassica* und Ostrakoden), die erste limnische Einschaltung im untersten Portlandien (Mikrit mit Charophytenoogonien und Ostrakoden).

Die Mikrofaunen und -flore ermöglichten bis jetzt keine biostratigraphische Gliederung. Von den im Apennin und den Dinariden aufgestellten Zönozonen lässt sich nur die *Clypeina-jurassica*-Zone im Kimmeridgien nachweisen.

ABSTRACT

The microfacies evolution of a section of the essentially carbonate series of the Neuchâtel Jura (Western Switzerland) is composed of two great regressive systems: from Upper Bathonian to Lower Callovian and from Lower Oxfordian to the base of the Cretaceous.

The evolutionary stages may be classified under the following types of environment: epicontinental basin, talus (which is not the same as the continental talus), bar (platform rim), platform sensu stricto, passing from infratidal to supratidal environments. The succession can be subdivided into 14 microfacies units (Fig. 5). The first regression terminates in the Dalle nacrée bar (Lower Callovian); the second, passes via a system of bars (Séquanian) into a long history of platform environment.

Within this framework we have studied in particular:

1. *The condensation phenomena in the microsparites preceding the Dalle nacrée* (the condensations being expressed in a concentration of clastic quartz and empty Foraminiferal tests).

2. *The structural evolution of the Séquanian bars* (from grainstones to wackestones and parallel to the replacement of oolites by onkolites).

3. *The fauna of Foraminifera and the flora of Algae of the Kimmeridgian-Portlandian* (which permits retracing the ecological environmental succession and the evolution of the salinity. As criteria of salinity we have used the diversity of the microfauna and the frequency of the Echinodermal debris as well as specific indicators such as the Algae *Marinella*, *Clypeina jurassica*, Charophytes, and among the Foraminifera, *Parurgonina*).

The first brackish level is found in the middle Kimmeridgian (dolomitic micrite with *Clypeina jurassica* and Ostracodes), the first intercalation of fresh water, in the basal Portlandian (micrite containing Ostracodes and oogonia of Charophytes).

Biostratigraphic subdivision through microfauna and flora is not yet possible. Among the cenozoones defined in the Appenines and the Dinarides, only the *Clypeina jurassica* zone is identifiable in the Kimmeridgian.

SOMMAIRE

I. Introduction	43
II. Le Dogger	47
A. Stratigraphie	47
1. Les travaux antérieurs	47
2. Critique des unités lithologiques	47
B. L'évolution des microfaciès au Furcil	48
1. Les micrites bathoniennes [1]	48
2. Le cycle sédimentaire de la Dalle nacrée	49
a) La zone de transition: les microsparites bathono-callovien [2]	49
b) La Dalle nacrée [3]	51
3. Conclusion	52

III. L’Oxfordien (au sens d’ARKELL)	53
A. Stratigraphie	53
1. Les unités lithologiques («étages» régionaux)	53
2. Aperçu des coupes	53
B. L’évolution des milieux sédimentaires du Callovien moyen au Séquanien	54
1. Les séries réduites du Callovien moyen–supérieur et de l’Oxfordien (sens jurassien) [4] .	54
2. L’Argovien	54
a) Les Couches de Birmensdorf et d’Effingen [5], [6]	54
b) Les Couches de Geissberg [7]	55
c) Distribution du quartz détritique	55
d) Conclusion	55
3. Le Séquanien [8], [9]	56
a) Aspects généraux	56
b) Les barres et les épisodes onkolithiques	56
c) Le problème de la distinction entre ooïdes et onkoïdes	57
d) Les intervalles micritiques [9] p.p.	58
e) Faunes et milieux	59
f) Conclusion	59
IV. Le Kimmeridgien et le Portlandien	59
A. Stratigraphie	59
B. L’évolution des milieux	60
1. L’Oolithe de Ste-Vérène [9] p.p.	60
2. Les pelintramicrites et sparites à faune marine normale du Kimmeridgien inf. [10] .	61
3. Les biomicrites à Algues du Kimmeridgien moyen [11]	63
4. Les faciès à tendance confinée ou franchement lagunaire du Kimmeridgien sup.–Portlandien basal [12]	63
5. Les biomicrites à faune marine appauvrie du Portlandien inf. [13]	64
6. Les dolomies et calcaires saccharoïdes du Portlandien sup. [14]	64
V. Conclusions	65
A. Les milieux	65
1. Les milieux de bassin	65
2. Les talus	65
3. Les barres	67
4. La plate-forme interne	67
B. Biostratigraphie	68

I. INTRODUCTION

«Dans la région qui nous occupe, le développement considérable et l’homogénéité des couches calcaires (Malm) sont une difficulté réelle pour les études comparatives, que la rareté des fossiles rend souvent stériles et décourageantes.»

Cette citation de JACCARD (1869, p. 172) reste toujours valable dans le Jura neuchâtelois. De fait, malgré les nombreux travaux apparus depuis et aussi à cause de la confusion des notions de bio- et lithostratigraphie, la même incertitude règne actuellement sur les parallélismes des unités géologiques.

La possibilité de faire une biostratigraphie dans ce domaine épicontinentale est restreinte. L’absence notoire d’Ammonites et les changements fréquents des milieux écologiques, qui rendent l’interprétation des microfaunes très difficile, empêchent pour l’instant d’envisager des corrélations chronologiques précises. Les zonations établies dans des milieux comparables des Apennins et des Dinarides (CRESCENTI 1969) ont abouti à définir des zones correspondant à l’extension d’un étage. Cet exemple montre bien les difficultés auxquelles on se heurte encore. Dans ces conditions, l’évolution des milieux avec sa succession de cycles, parfois très caractéristiques,

fournira un moyen plus rapide et peut-être le seul possible dans le Malm d'arriver à des corrélations sur le plan régional.

Le but de ce premier essai est donc de poser les cadres d'un développement vertical et latéral de la paléogéographie qui puisse servir aux études futures sur les microfaciès et être une base de travail aux recherches pétrographiques et géochimiques du laboratoire de l'Institut. Ce premier bilan sur les microfaciès résulte de l'analyse d'une section d'environ 700 m en pratiquant un échantillonnage aveugle avec une maille plus ou moins espacée selon les secteurs, mais grosso-modo métrique. Cette section est constituée de plusieurs coupes levées sur le terrain et de forages, ce qui implique certaines imprécisions de la lithostratigraphie dans les zones de recouvrement (v. la liste ci-après).

Terminologie

La terminologie stratigraphique jurassienne (tableau) date du 19^e siècle. Dans le Jura bernois, THURMANN (1832) a établi une division paléontologique en zones. Cette première division fut étendue au Jura neuchâtelois en se servant autant que possible des mêmes critères paléontologiques. La pauvreté en faune de la région neuchâteloise, principalement dans le Malm, obligea cependant les chercheurs à utiliser souvent des critères lithologiques. La notion de zone fut remplacée peu à peu par celle d'étage où les principes lithostratigraphiques devenaient prépondérants (DESOR et GRESSLY 1859). En 1869 JACCARD avait fixé les principaux traits de la stratigraphie et de la paléogéographie. Cette division biolithostratigraphique ne correspond plus aux définitions modernes. Elle est cependant encore très vivante dans la littérature jurassienne et se justifie tant qu'une restructuration valable n'est pas proposée sur le plan de l'ensemble du Jura franco-suisse. Dans ce travail nous avons adopté le terme neutre d'unité lithologique pour des sections correspondant soit à des étages soit à des fractions d'étage. Ces unités, qui sont le résultat de l'élaboration de plusieurs générations de géologues, ont reçu le plus souvent des noms régionaux ou des noms de fossiles «caractéristiques». Nous adoptons la terminologie la plus couramment utilisée (MEIA, inédit). Nous ne définirons aucune nouvelle formation. Les unités de microfaciès qui jalonnent l'évolution des milieux, représentent une tentative qui sera confirmée ou modifiée par des recherches ultérieures. Ces unités seront simplement désignées par un numéro entre crochets.

Concernant la classification des carbonates nous suivons FOLK (1962) et DUNHAM (1962). Le terme de *pellet* est cependant pris dans un sens plus large: Particule micritique sans texture interne, plus ou moins arrondie, de diamètre inférieur à 1 mm. Aucune idée génétique n'y est rattachée. Le terme d'*ooïde* est réservé au grain habillé à texture concentrique et fibroradiée, alors que celui d'*onkoïde* décrit une particule constituée de couches concentriques micritiques. Les ooïdes sont hyalins, les onkoïdes opaques. Les couches concentriques des grands onkoïdes sont souvent irrégulières, ce qui n'est pas le cas pour les petits onkoïdes. Sur la base de cette définition la distinction entre onkoïdes et ooïdes est aisée. Les coupes tangentielles d'onkoïdes peuvent se confondre avec des pellets ou certains intraclastes. Nos définitions sont purement descriptives. Nous croyons néanmoins que les onkoïdes sont dus à une activité d'Algues bien qu'on n'en retrouve plus les traces. Nous avons conservé le parallélisme des termes ooïde-onkoïde pour les grains et oolithe-onkolithe pour les roches de teneur élevée en l'une ou l'autre de ces particules (FLÜGEL et KIRCHMAYER 1962, BATHURST 1971).

LITHOSTRATIGRAPHIE JURASSIENNE	UNITES LITHOLOGIQUES	AGE
«Barrémien»	Urgonien blanc C. de la Russille	20 m Barrémien
	Urgonien jaune	4 m ?
Hauterivien	Pierre jaune de Neuchâtel	50 m Hauterivien
	Marnes bleues d'Hauterive	20 m
	Marnes à Astieria	0-2 m
	Marnes à Bryozaires (c.de Villers)	
Valanginien	Calcaire roux limoniteux	3-15 m Valanginien
	Marnes d'Arzier (?)	0-3 m (Berriasiens?)
	Marbre bâtarde	50 m
	calc. & marnes oolithiques à la base	
	couches saumâtres ou marines sup.	Berriasiens ?
	couches lacustres	Portlandien ?
Purbeckien	couches dolomitiques inférieures ou marnes à gypse	10-30 m
«Portlandien»	Calcaires et dolomies saccharoides	Portlandien
	Calcaires plaquettés	80-100 m
	Calcaires à taches jaunes	?
	Banc à Nérinées ou Marnes à <i>Ostrea virgula</i>	0-5 m Kimmeridgien
«Kimmeridgien»	calcaire massif parfois oolithique	180 m ?
	Oolithe de Ste-Vérène	10 m
	calcaire souvent oolithique	60 m Oxfordien sup.
Séquanien	calcaire gris avec marnes oolithiques	40 m ?
	Couches de Geissberg, calcaires & marnes	20 m
Argovien	Couches d'Effingen, marnes à ciment	150 m Oxfordien moyen
	Couches de Birmensdorf, Spongition	30 m
«Oxfordien»	marno-calcaires ou lacune	0,3 m Oxfordien inf.
	Marnes noires à oolithes ferrugineuses	0-0,40m Callovien moy. et sup.
	Dalle nacrée supérieure	48 m
Callovien	Marnes feuilletées grises	6 m Callovien
	Dalle nacrée inférieure	15 m
	Calcaire roux sableux	5 m
	Marnes du Furcif Marnes hydrauliques sup.	20 m ?
Bathonien	Calcaires hydrauliques interm.	18 m
	Marnes hydrauliques inf.	20 m Bathonien
«Bajocien»	Calcaire roux marneux	10 m Bajocien
	Grande oolithe inf.	

Crétacé

Jurassique

Les milieux de dépôt appartiennent tous au domaine épicontinentale. Dans ce travail nous employons les termes *bassin* et *talus* dans un sens plus restrictif que celui généralement utilisé. Un *bassin* correspond à une dépression marquée mais pas nécessairement très profonde, soumise aux influences néritiques. Les *talus* sont les zones reliant les bassins à la plate-forme, mais où la pente est très faible, car nous n'avons jamais observé de glissements sous-marins ni de turbidites. Les *barres* désignent les faciès d'eaux agitées et peu profondes tels qu'on les trouve sous leur forme la plus caractéristique dans les barres du bord de la plate-forme.

Situation et extension des coupes et forages

Certaines coupes ont déjà fait l'objet de levés par nos prédecesseurs, nous les citons ci-dessous.

- *Coupe du Furcil.* Bathonien moyen à Spongien. 112 m. Coord. 546 160/200 600/810-740 SCHARDT et DUBOIS (1902), SCHARDT (1903, 1911), ROLLIER (1911), STÄUBLE (1959).
- *Forage de la Clusette:* 4 forages ont permis de reconstituer une coupe quasi complète des marno-calcaires de l'Argovien réduit. Ils ont servi à notre étude mais ne sont pas décrits d'une manière systématique MEIA (1971).

Coord.: F 105 546 781/208 813/889,6
 F 106 546 779/200 787/873,2
 F 202 544 912/200 859/733,7
 F 203 544 985/200 911/760,6

- *Coupe de St-Sulpice.* Cette coupe échantillonnée par BIELER (1971) s'étend de l'Argovien supérieur au Kimmeridgien basal. Elle est faite de deux tronçons dénommés:

Haut de la Tour I (voie du chemin de fer)

Coord. 532 985/196 440/910
 532 888/196 360/910

Haut de la Tour II (route cantonale)

Coord. 532 620/196 160/850
 532 230/196 060/860

RICKENBACH (1925) et M. ZIEGLER (1962)

- *Coupe de Combe Garot* (Gorges de l'Areuse, rive droite) du Séquanien sommital au Portlandien basal.

Coord. 551 960/201 240/540
 551 240/201 430/530

MEIA (1965)

- *Forage de Bevaix*, du Kimmeridgien sommital à l'Urgonien sup. Seul le Malm a fait l'objet d'une étude systématique.

Coord. 551 850/196 650/455

II. LE DOGGER

A. Stratigraphie

1. Les travaux antérieurs

Dans la région du Furcil, le Dogger affleure depuis la Grande oolithe inférieure (Bajocien) jusqu'au sommet du Callovien. La moitié inférieure de cette série est bien datée par des Ammonites: le Calcaire roux marneux (calcaire roux sableux inf. de STÄUBLE 1959) qui repose sur la Grande oolithe, est daté comme Bajocien terminal par *Parkinsonia parkinsoni*. Dans les Couches du Furcil susjacentes on a trouvé des Ammonites bathoniennes (y compris du Bathonien supérieur, pour les détails v. surtout SCHARDT 1903, ROLLIER 1911 et STÄUBLE 1959). Le Bathonien des anciennes carrières, où commence notre échantillonage, est séparé du Bajocien par un accident tectonique.

Le Callovien du Furcil n'a pas livré d'Ammonites, mais tous les auteurs sont d'accord pour situer la limite Bathonien–Callovien à une certaine distance sous la Dalle nacrée inférieure. Exprimée en mètres, cette distance varie de quelques mètres (STÄUBLE 1959) à 32 m (ROLLIER 1911), mais il est impossible de se faire une image exacte de l'importance réelle de ces différences. Le passage des Couches du Furcil à la Dalle nacrée inférieure est tout à fait graduel et les Marnes du Furcil proprement dites ne se laissent guère subdiviser en unités lithologiques bien individualisées.

2. Critique des unités lithologiques

La comparaison de notre levé avec les données de nos prédecesseurs se heurte à deux difficultés principales:

1. Les chiffres concernant l'épaisseur de la Dalle nacrée inférieure sont contradictoires sans qu'on puisse dire si les divergences sont dues à des erreurs de mensuration ou à des définitions différentes de la base de la Dalle nacrée.
2. Les unités lithologiques différencierées dans la partie supérieure des Couches du Furcil varient fondamentalement d'un auteur à l'autre.

Les anciens auteurs tels que SCHARDT et ROLLIER avaient déjà admis que la partie supérieure des Couches du Furcil était l'équivalent latéral du Calcaire roux sableux du Jura bernois. Mais le premier à appliquer ce terme d'une manière formelle à la série du Furcil est STÄUBLE (1959), malheureusement sans indiquer clairement l'épaisseur de cette assise. La confusion est encore augmentée par des données contradictoires sur l'épaisseur de la Dalle nacrée: Dans son tableau, page 103, et aussi dans le texte STÄUBLE (1959) indique pour la Dalle nacrée supérieure 34,0 m, pour les Marnes intermédiaires 5,0 m et pour la Dalle nacrée inférieure 11,0 m tandis que l'addition des épaisseurs des bancs selon sa liste pages 110 à 116 aboutit à des puissances de 46,82 m, 6,00 m et 10,62 m pour ces trois assises. Ces dernières valeurs correspondent assez bien avec les résultats de nos mensurations: Dalle nacrée supérieure 46 m, Marnes intermédiaires 7,6 m et Dalle nacrée inférieure 14,2 m.

Tous les chercheurs ont sous-estimé la puissance de la Dalle nacrée supérieure et par conséquent les Marnes intermédiaires prennent une place trop élevée dans les schémas de corrélation (SCHARDT 1903, pl. II, STÄUBLE 1959, fig. 2). En réalité,

l'épaisseur de la Dalle nacrée supérieure à elle seule atteint déjà celle de la Dalle nacrée des régions avoisinantes, de sorte que la Dalle nacrée inférieure *et* Marnes intermédiaires devraient se prolonger latéralement par *dessous* la Dalle nacrée, ou bien il faudrait admettre une sur-épaisseur d'environ 20 m de la Dalle nacrée dans la région du Furcil.

Les corrélations lithostratigraphiques de cette série classique (tableau, fig. 1) demandent donc une vérification. En attendant, nous utilisons la nomenclature suivante (de bas en haut):

1. *Marnes du Furcil* (SCHARDT 1903): Alternance de marnes et de bancs calcaires décimétriques. Les faciès carbonatés sont concentrés au milieu de la série qu'on divise ainsi en trois sous-ensembles: Marnes hydrauliques inférieures, Calcaires hydrauliques intermédiaires et Marnes hydrauliques supérieures.
2. *Calcaire roux sableux* (STÄUBLE 1959): Alternance centimétrique de calcaire jaune et de marne feuilletée sèche grise et jaune.
3. *Dalle nacrée*: Calcarénite échinodermique qui, au Furcil, est subdivisée en une barre inférieure et supérieure séparées par un niveau marneux.
4. *Marnes noires*: Ce sont des marnes et oolithes ferrugineuses reposant sur un hardground. Ce niveau de condensation peu visible au Furcil (épaisseur centimétrique) comprend selon STÄUBLE (1959) le Callovien moyen et supérieur plus l'Oxfordien sens jurassien.

Au vu des incertitudes mises en relief plus haut, il va de soi que ces attributions sont approximatives. La corrélation la plus exacte est encore possible avec la subdivision de ROLLIER (1911, cliché 42, p. 147): La limite entre nos microfaciès [1] (micrites bathoniennes) et [2] (microsparites bathono-callovianes) se situe 3 à 4 m plus bas que la limite 9/8 chez ROLLIER, au milieu de la barre calcaire qui couronne l'unité 9. Nos échantillons 3088 à 3091 couvrent la seconde barre calcaire dans l'unité 9M; l'échantillonnage reprend après une lacune de 7,5 m dans les marno-calcaires de 9T et s'arrête à peu près au niveau du banc calcaire formant le toit de 9P (bancs à *Parkinsonia* cf. *neuffensis*).

B. L'Evolution des microfaciès au Furcil

L'étude des microfaciès permet de subdiviser la série allant des Calcaires hydrauliques jusqu'au sommet de la Dalle nacrée en deux ensembles majeurs liés par une zone de transition. Chacune de ces trois subdivisions (fig. 1) est caractéristique d'un milieu de dépôt particulier:

- [1] Les micrites bathoniennes (Calcaires hydrauliques et Marnes hydrauliques supérieures p.p.);
- [2] les microsparites bathono-callovianes (Marnes hydrauliques supérieures p.p., Calcaire roux sableux et base de la Dalle nacrée);
- [3] les Calcarénites callovianes (Dalle nacrée).

1. *Les micrites bathoniennes* [1]

Dans les marnes s'intercalent des bancs calcaires du type biopelmicrite, micrite et biomicrite témoignant d'une sédimentation à dominance vaseuse en milieu calme. Dans la nomenclature de DUNHAM (1962) on ne va pas au-delà de la classe des wacke-

stones. Cependant deux faits rendent compte d'une augmentation plus ou moins continue de l'énergie d'agitation: une pyritisation partielle des éléments figurés et une augmentation de la teneur en quartz.

A certains niveaux on observe des débris biogènes imprégnés de pyrite (parfois transformée en goethite) associés à des éléments de même origine biologique mais sans imprégnation. Ces éléments sont disséminés dans la roche et ne forment pas de concentrations en nids. Ils proviennent sans doute de couches plus profondes où régnait un milieu réducteur. Il est évidemment difficile de décider si un tel mélange post-dépositionnel est dû à une bioturbation ou à une action purement mécanique.

La teneur en quartz augmente vers le haut, elle atteindra son maximum à la base de l'unité suivante. Cette augmentation est accompagnée d'un déplacement des diamètres moyens de 40 à 70 μ et parallèlement d'un étalement des tailles granulométriques. Les niveaux plus riches en quartz montrent souvent un enrichissement en Foraminifères qui, comme nous le verrons plus bas, indiquent une plus grande énergie d'agitation.

Le stock principal des biogènes est constitué de microfossiles, de débris d'Echinodermes, de Brachiopodes et de Lamellibranches. Les Gastéropodes sont très rares, certains niveaux sont riches en Serpules. La microfaune est représentée essentiellement par de petits Foraminifères: Miliolina, Textularina et Rotaliina. Les Miliolina prédominent (surtout des Ophthalmidiidés). Les formes hyalines (Rotaliina) paraissent toutes appartenir au groupe des Lenticulines. Les Ostracodes sont extrêmement rares. Les spicules de Spongiaires manquent.

Malgré l'existence de micrites azoïques au milieu de cette unité, l'ensemble est caractérisé par une faune riche et variée. Echinodermes, Brachiopodes à test calcaire et Foraminifères appartenant à tous les groupes majeurs, indiquent une mer ouverte à salinité normale.

En résumé, les micrites bathoniennes ont dû se déposer dans un bassin pas très profond (entre 60 et 200 m). Les courants étaient parfois suffisamment intenses pour remanier les couches superficielles du sédiment. Ce bassin est bordé d'un talus dont on peut examiner les différents éléments puisqu'on se trouve en régime régressif.

2. *Le cycle sédimentaire de la Dalle nacrée*

Bien que constituée de 5 unités lithostratigraphiques classiques (Marnes hydrauliques supérieures, Calcaire roux sableux, Dalle nacrée inf., Marnes intermédiaires et Dalle nacrée sup.) cette série apparaît comme un ensemble évolutif homogène et complet en régime régressif. Seules les Marnes intermédiaires montrent un bref retour à des conditions plus calmes. L'intérêt de ce cycle réside dans le passage progressif d'un milieu calme à un milieu de très haute énergie. En effet, dans la majorité des cas les eaux plus agitées vont d'abord éroder les dépôts antérieurs. La transition se fait alors par une lacune de sédimentation ou une série condensée peu épaisse. Au Furcil, la zone de transition atteint au contraire une puissance de 15 m. Cette zone correspond, selon nous, au talus du bassin des micrites bathoniennes.

a) *La zone de transition: les microsparites bathono-callovianes [2]*

Cette zone est surtout formée par la partie supérieure des Marnes du Furcil (alternance de calcaires et de marnes) et le Calcaire roux sableux. La teneur en marne

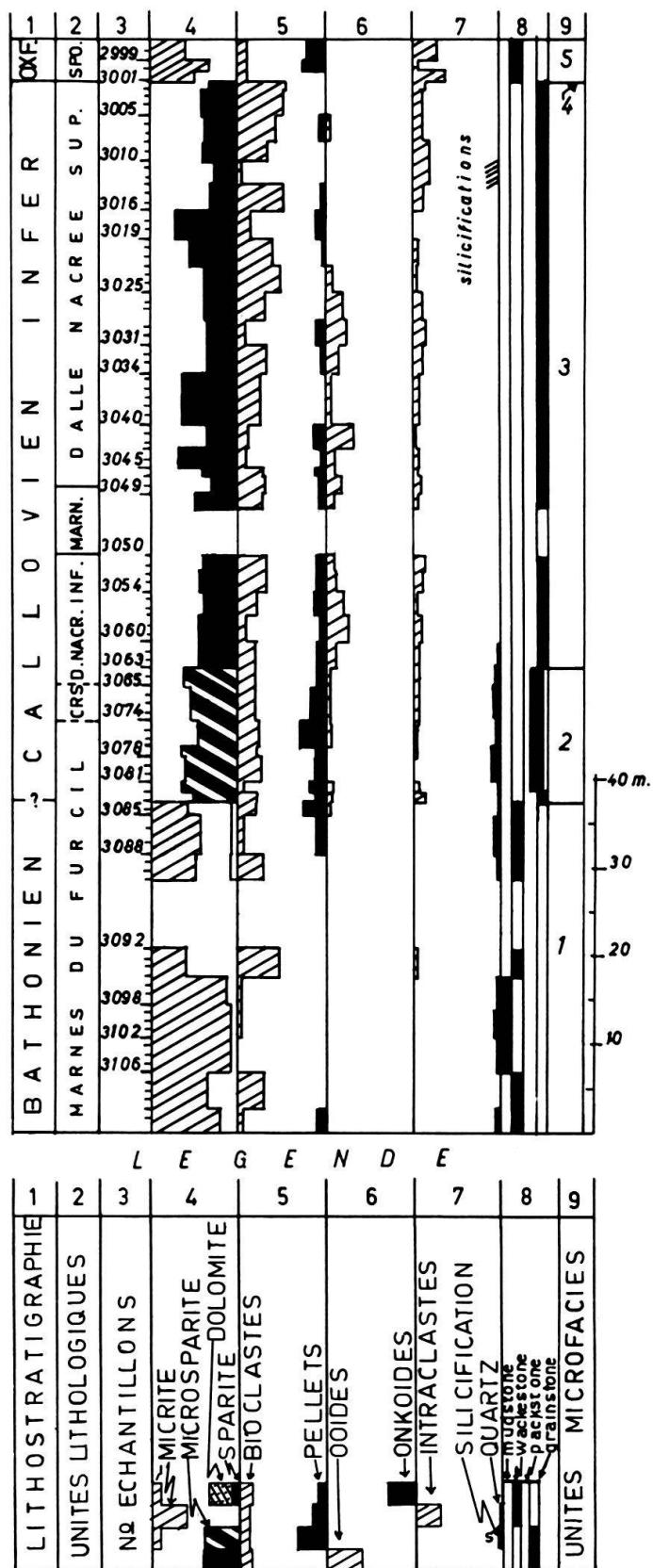


Fig. 1. Coupe du Furcil: constitution lithologique. L'analyse quantitative repose sur une estimation en lame mince. Les teneurs en quartz ont été déterminées par diffraction X. Pour la définition des termes voir introduction.

est prépondérante vers le bas et diminue vers le haut. Sur le terrain on observe des surfaces d'omission, surtout dans le Calcaire roux sableux. Cette zone est en outre caractérisée par des faciès très spéciaux que nous dénommons microsparites ($20\text{--}40\ \mu$) qui sont le produit d'une double génèse: 1. La finesse des cristaux du ciment est simplement déterminée par la taille des allochèmes. 2. La microsparite dérive de la recristallisation d'une matrice micritique (FOLK 1962).

Ces deux types de microsparites: remplissage de micropores et recristallisation, sont représentés. Les allochèmes sont des biogènes de petite taille (Foraminifères essentiellement) et des pellets ($40\text{--}100\ \mu$) à contours généralement arrondis. Les éléments allochtones tels que ooïdes et agrégats (intraclastes lobés) font leur apparition mais restent rares. Une partie de ces dépôts, à ciment largement microsparitique est formée par des wackestones ce qui prouve bien que la microsparite est une micrite recristallisée. Mais on trouve aussi, souvent dans la même lame mince, des grainstones associés à des packstones.

Dans ces microfaciès les petits Foraminifères (mêmes formes que dans les micrites bathoniennes) sont très abondants à certains niveaux (pl. I, fig. 1). Une partie des tests sont imprégnés de pyrite comme nous l'avons déjà observé dans les micrites bathoniennes. Ces concentrations de Foraminifères sont associées à un enrichissement en quartz détritique et se trouvent dans une série où les surfaces d'omission sont nombreuses. La conjugaison de ces trois phénomènes est caractéristique d'une série condensée. La fréquence des Foraminifères traduit alors une concentration de tests morts plutôt qu'une augmentation des formes vivantes.

Cela s'accorde très bien avec les observations de SCHNITKER (1971, p. 162), sur les sédiments actuels au large de la Caroline du Nord qui a montré que l'augmentation de la fréquence des Foraminifères benthiques était liée à une diminution du taux de sédimentation. En effet, une partie notable des tests montrent des traces de phosphatation, glauconitisation et, comme dans notre cas, d'imprégnation ferrugineuse.

En résumé, cette première phase du cycle de la Dalle nacrée est bien caractérisée par une augmentation de l'énergie d'agitation des eaux par rapport aux micrites bathoniennes où l'on a déjà des indices précurseurs. Cette évolution est graduelle. Elle s'exprime par un lessivage de plus en plus intense des boues qui conduit à une concentration en Foraminifères, en quartz et en pellets. Ces derniers peuvent s'interpréter comme une boue calcaire déjà coagulée, réintroduite après remaniement dans le cycle normal de la sédimentation. Les rares ooïdes et agrégats témoignent de la proximité de régions soumises à des degrés d'agitation plus forts. Ils sont en ce sens allochtones.

b) *La Dalle nacrée [3]*

Les microsparites passent à des calcarénites sparitiques du type grainstone (Dalle nacrée inférieure). Les ooïdes et bioclastes ainsi que les intraclastes arrondis (essentiellement des agrégats) deviennent prépondérants. La teneur en pellets diminue. On note en plus une nette augmentation de la granulométrie des allochèmes et des cristaux de la matrice. Sur le terrain, ce passage aux sparites franches (niv. 3057) se traduit par l'apparition d'une stratification oblique qui persiste jusqu'au toit de la Dalle nacrée inférieure. Cet épisode est suivi d'une récurrence micritique (Marnes intermédiaires) qui n'a pu être étudiée en lame mince. Il est fort probable que le passage des calcaré-

nites aux Marnes est souligné par un niveau de condensation. Dans les 8 à 10 premiers mètres de la Dalle nacrée supérieure, les microfaciès sont identiques à ceux de la Dalle nacrée inférieure. La différence essentielle concerne les structures sédimentaires; la stratification est irrégulière (Flaserstruktur). La stratification oblique n'apparaît que plus tard dans le corps central de la Dalle nacrée supérieure. Les 15 derniers mètres présentent une stratification parallèle.

L'évolution au début de la Dalle nacrée supérieure ressemble à celle de la zone de transition [2] mais sous un régime énergétique plus élevé.

Le passage à la stratification oblique est accompagné d'un changement gradué de la nature des bioclastes: les fragments de Bryozoaires diminuent au profit des débris d'Echinodermes (pl. I, fig. 2 et 3). La tendance générale est nette, bien qu'elle soit difficile à poursuivre en détail parce que la présence des Bryozoaires est en même temps liée à la granulométrie, comme cela a déjà été observé par KIRALY (1965) pour la Pierre jaune de l'Hauterivien.

Nous pensons que l'évolution vers un sable échinodermique pur est une fonction de la durée d'agitation et non seulement de son intensité; ce qui a comme autre conséquence un meilleur granoclassement des particules.

L'évolution de la phase siliceuse pourrait, elle aussi, s'interpréter en fonction de la durée d'agitation et du taux de sédimentation. On a vu que dans les micrites bathoniennes [1] et dans la zone de transition [2], l'augmentation progressive du quartz détritique était lié à des phénomènes de condensation. Dans la Dalle nacrée, le quartz détritique disparaît au profit de la chalcédoine et de la quartzine. Les premières silicifications apparaissent juste au-dessus de la zone de transition [2]. Comme l'a observé STÄUBLE (1959), elles sont restreintes aux biogènes: Bivalves, Echinodermes (quartzine), ensuite, elles atteignent la matrice (chalcédoine). C'est seulement dans la Dalle nacrée supérieure que la silice se concentre en lentilles, puis en lits. La disparition du quartz détritique au sommet de la zone de transition [2] pourrait ainsi s'expliquer par sa mise en solution qui serait favorisée par un recyclage répété dans un milieu à pH basique. Nos observations sont encore trop fragmentaires pour entrer dans le détail complexe de la silicification.

Le cycle de la Dalle nacrée, dont la partie supérieure annonce déjà un retour à des conditions plus calmes (apparition de terriers, stratification parallèle) se termine par un hardground à encroûtement ferrugineux (Marnes à oolithes ferrugineuses).

Le Callovien moyen et supérieur (STÄUBLE 1959) ainsi que l'Oxfordien sens jurassien, correspondent à un hiatus dans la sédimentation [4].

3. Conclusions

Depuis les micrites bathoniennes [1], l'évolution de l'indice d'énergie est quasi constant jusqu'au sommet de la Dalle nacrée [3]. L'hypothèse, selon laquelle cette augmentation est accompagnée d'une diminution du taux de sédimentation, s'appuie sur la distribution des surfaces d'omission, des Foraminifères, des Echinodermes et des Bryozoaires ainsi que celle du quartz détritique. Les silicifications seraient peut-être liées à ce phénomène.

La Dalle nacrée peut donc s'interpréter comme une barre sableuse marquant le bord du bassin. Par rapport aux faciès plus profonds des micrites bathoniennes, elle témoigne d'une régression prononcée qui n'a cependant pas dépassé la zone infratidale

supérieure. La diversité des faunes benthiques indique en outre un milieu marin à salinité normale (v. aussi STÄUBLE 1959).

III. L'OXFORDIEN (au sens d'ARKELL 1956)

A. Stratigraphie

1. *Les unités lithologiques («étages» régionaux)*

Les principaux travaux sur l'Oxfordien du Jura neuchâtelois sont surtout orientés sur l'aspect lithostratigraphique et tectonique (SCHARDT et DUBOIS 1902, SCHARDT 1903, 1907, FREI 1925, JEANNET et JUNOD 1925, RICKENBACH 1925, MÜHLETHALER 1932, MEIA 1965, 1969).

Dans le Jura oriental, plusieurs études stratigraphiques et sédimentologiques ont paru récemment. P. ZIEGLER (1956), M. ZIEGLER (1962), PÜMPIN (1965) et GYGI (1969) ont revu la stratigraphie des «étages» Argovien, Rauracien, Séquanien. BOLLIGER et BURRI (1970) ont établi, en utilisant la distribution du quartz comme élément de corrélation chronologique, un modèle de la sédimentation de l'Oxfordien (au sens d'Arkell).

Les unités lithologiques qui se sont dégagées au début du siècle sont définies d'une manière peu précise. Cela tient à la rareté des affleurements dans les faciès marneux et aux passages très souvent graduels d'une unité à l'autre. Les datations ne sont pas claires en ce qui concerne l'Oxfordien moyen et supérieur.

Classiquement on distingue les unités lithologiques suivantes (de haut en bas):

Séquanien: Ensemble de calcaire souvent oolithique devenant plus marneux vers la base et couronné au sommet par la célèbre Oolithe de Ste-Vérène. Age: env. Oxfordien sup.

Argovien: Marnes et marno-calcaires qu'on subdivise par analogie avec le Jura argovien en:

- Couche de Geissberg, faciès coralligène (RICKENBACH 1925)
- Couche d'Effingen
- Couche de Birmensdorf ou Spongitiens. Age: env. Oxfordien moyen.

Oxfordien: Niveau de condensation dont l'épaisseur augmente vers le N, NE et SW (voir HEIM 1919) que l'on corrèle avec les Renggeritones du Jura oriental. Age: Oxfordien inf.

2. *Aperçu des coupes étudiées*

Notre échantillonnage de la Coupe du Furcile ne couvre que les premiers mètres du Spongitiens. Pour l'étude du reste de cette formation nous nous sommes appuyés sur les forages de la Clusette.

Le passage Argovien-Séquanien affleure bien le long de la voie ferrée du Val de Travers au N de St-Sulpice: C'est la coupe Haut de la Tour I qui a été étudiée en détail par M. ZIEGLER (1962, pl. VI/92) et par BIELER (1971). Les alternances marno-calcaires tout à fait caractéristiques du faciès Argovien sont visibles à la base de cette série (niv. 1 chez M. ZIEGLER). Elles sont séparées par une limite bien tranchée de l'unité suivante (2 chez M. ZIEGLER) où les tendances régressives deviennent manifestes

par l'apparition de biohermes. Ces biohermes sont compris dans des calcaires clairs bien lités avec de minces intercalations marno-calcaires. Les biohermes ne sont pas entourés de débris récifaux (RICKENBACH 1925); nous sommes donc dans un milieu calme. Vers le haut, les biohermes s'épanouissent peu à peu mais le développement ne va pas jusqu'à la formation d'une barrière récifale. Cette unité est au contraire suivie d'une série de biostromes («Korallenschwarten» de l'unité 3 de M. Ziegler) sur lesquels s'installe le système complexe de notre «première barre oolithique». Il s'agit de plusieurs niveaux oolithiques séparés par des intercalations marneuses parfois importantes (Calcaires et Marnes oolithiques, fig. 2).

Le dernier niveau oolithique (ou toit de l'unité 10 de M. Ziegler) se retrouve au bord de la route cantonale (Coupe Haut de la Tour II) recouvert dans les deux endroits par des wackestones onkolithiques que M. Ziegler a attribué à la «Haupt-Mumienbank». C'est notre premier épisode onkolithique avec lequel on entre dans les faciès typiquement séquanisiens.

Notre étude des microfaciès est basée sur l'échantillonnage de BIELER (1971). L'échantillon 1263 correspond à la base de l'unité 2 de M. ZIEGLER (1962). L'échantillon 1289 équivaut à la base du système de la première barre (base de l'unité 4 de M. ZIEGLER 1962). L'échantillonnage de cette première coupe s'arrête au sommet du second niveau oolithique (partie inférieure de l'unité 6 de M. Ziegler). Il reprend au bord de la route cantonale (Coupe Haut de la Tour II) avec le dernier niveau oolithique (toit de l'unité 10 de M. Ziegler) et se poursuit jusque dans le Kimmeridgien.

B. Evolution des milieux sédimentaires du Callovien moyen au Séquanien

1. Les séries réduites du Callovien moyen-superieur et de l'Oxfordien (sens jurassien) [4]

La réduction importante du taux de sédimentation du Callovien moyen et supérieur se poursuit à l'Oxfordien (sens jurassien). Les rares descriptions faites de ce niveau (JEANNET et JUNOD 1925, MEIA 1965) montrent plusieurs faits dont les plus importants nous paraissent être: 1. La présence de débris de Polypiers au Callovien supérieur (zone à *Peltoceras athleta*) indiquant une tentative d'installation de récifs. 2. L'existence de galets de roches anciennes. 3. Le passage de l'état oxydé du fer au Callovien à l'état réduit à l'Oxfordien. 4. L'apparition de glauconie à l'Oxfordien témoignant d'un environnement marin.

Cet ensemble de faits tend à démontrer que le haut-fond de la Dalle nacrée est resté dans des zones proches de la surface jusqu'à la fin du Callovien et que c'est seulement au début de l'Oxfordien qu'on assiste à un approfondissement de la mer.

2. L'Argovien

a) Les Couches de Birmensdorf et d'Effingen [5] et [6]

Les Couches de Birmensdorf sont les témoins les plus marquants de cet approfondissement. Cette unité dont les caractères sont très constants dans le Jura oriental et occidental (AUBERT 1943) est formée de micrites à fragments de Spongiaires dans un état de décomposition plus ou moins avancé. Peu avant leur enfouissement ces fragments étaient déjà suffisamment durcis pour servir de support à des Foraminifères encroûtants (Nubéculariidés). La macrofaune (Lamellibranches, Brachiopodes,

Echinodermes et Serpules) et la microfaune (Miliolina, Rotaliina, Ostracodes) sont quantitativement peu importants. Le caractère le plus saillant de cette unité, à part les Spongiaires, est la fréquence des Foraminifères encroûtants.

Les niveaux plus calcaires dans les Couches d'Effingen sont constitués de mudstones à rares biogènes (Ostracodes). Des surfaces d'omission sont fréquentes. Elles sont souvent soulignées par un mince liséré ferrugineux.

b) *Les Couches de Geissberg [7]*

Au sommet de l'Argovien, la teneur en carbonates augmente sensiblement. Aux micrites stériles font suite des biomicrites relativement riches en spicules de Spongiaires. C'est dans cette série que s'observent les biohermes totalement envasés, ne paraissant pas influencer, ni à leur front ni à l'arrière, le cours de la sédimentation. Ces récifs s'interprètent beaucoup mieux comme un ensemble de type «patchreef» situés dans la partie supérieure du talus.

Le véritable événement qui marquera l'installation définitive de la plate-forme est constitué par le système de la première barre oolithique qui détermine la limite Argovien-Séquanien dans cette série selon RICKENBACH (1925).

c) *La distribution du quartz détritique*

Dans notre région, le quartz détritique apparaît dès le Spongien et disparaît définitivement dans la seconde barre séquanienne (niv. 1183, fig. 2).

Il est distribué selon deux maxima avec une teneur moyenne d'environ 15 %, l'un dans les Couches d'Effingen (forage de la Clusette, pl. III. fig. 1), l'autre dans le Séquanien inférieur (St-Sulpice). Au Spongien et dans les Couches de Geissberg, la teneur en quartz diminue à 4-8 %. La granulométrie s'étale entre 20 et 80 μ avec une moyenne centrée vers 50 μ . Une certaine quantité de feldspaths potassiques (environ 1/10 à 1/20 de la teneur en quartz) est presque toujours présente. Nous n'avons jamais observé de plagioclases.

BOLLIGER et BURRI (1967, 1970) se sont servi de la distribution du quartz, montrant un maximum principal (Hauptschüttung) précédé et suivi d'un maximum secondaire (Nebenschüttungen) pour motiver leur corrélation chronologique du Séquanien avec l'Argovien.

Pour le moment il nous est encore difficile de corrélérer nos résultats avec les données de ces auteurs. La distribution du quartz dans les Couches d'Effingen à la Clusette s'accorde bien avec l'allure du maximum principal de BOLLIGER et BURRI (1967, p. 497, coupe 5 Reuchenette et coupe 6 Courtion). Le quartz que nous trouvons dans les Couches de Geissberg à St-Sulpice pourrait être attribué à la partie supérieure de ce maximum principal. Une telle manière de voir soulève cependant des problèmes quant à la corrélation de notre second maximum dans le Séquanien de St-Sulpice, car il est trop important pour être assimilé au maximum secondaire de Bolliger et Burri.

d) *Conclusion*

La symétrie des milieux de sédimentation dans l'Argovien est quasi parfaite. Elle est soulignée par les biomicrites à Spongiaires ou à spicules et par une diminution du quartz détritique au début et à la fin de l'Argovien. Nous les interprétons comme les

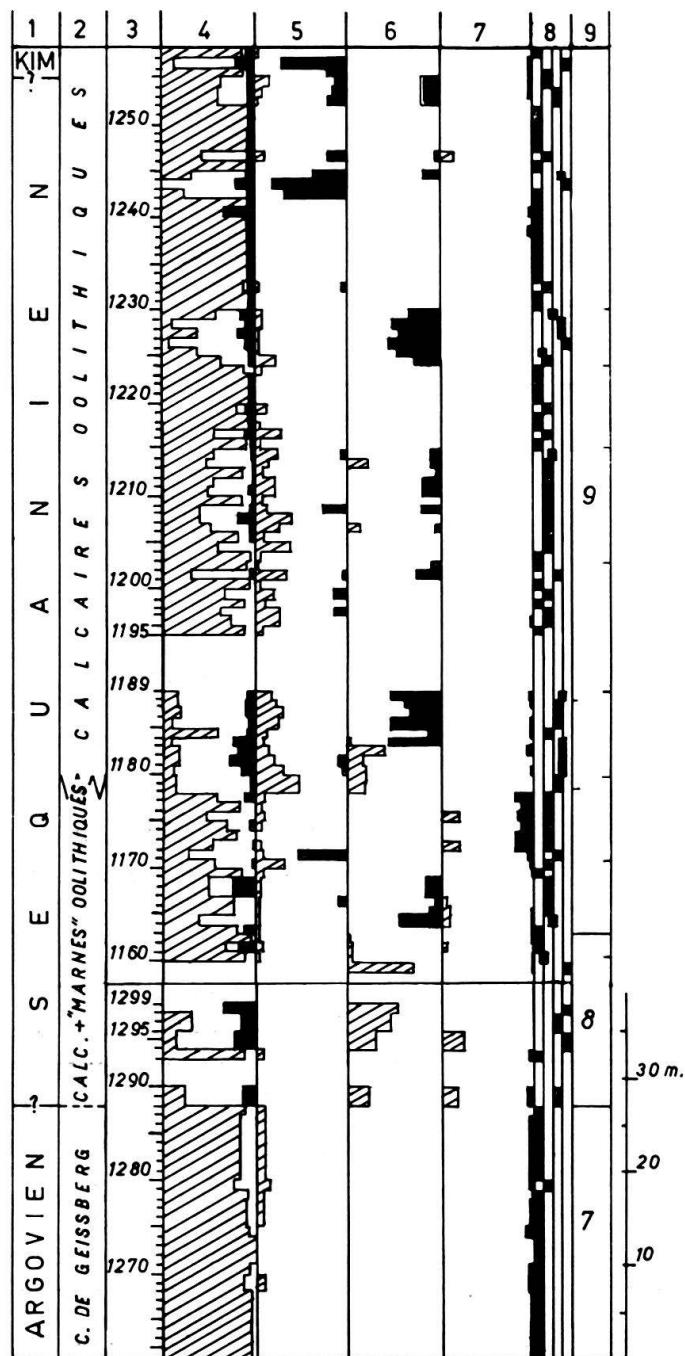


Fig. 2. Coupe de St-Sulpice. Le trait horizontal indique le niveau de raccord entre les tronçons Haut de la Tour I (en bas) et Haut de la Tour II. Légende: voir figure 1.

b) *Les barres et les épisodes onkolithiques [8] et [9]*

Au sein des wackestones et mudstones, nous observons l'individualisation de trois unités de grainstones et packstones que nous décrivons sous le terme de barre. Parmi ces barres et aussi à l'intérieur des wackestones et mudstones, la fréquence relative d'onkoïdes nous sert à définir quatre épisodes onkolithiques.

talus, en régime transgressif, puis régressif, d'un bassin épicontinentale suffisamment profond et riche en apport détritique pour empêcher toute carbonatogénèse importante.

3. *Le Séquanien [8] et [9]*

a) *Aspects généraux*

Cet ensemble calcaire témoigne, par l'abondance des niveaux «oolithiques», d'une tendance régressive manifeste. Les microfaciès peuvent se réduire à trois types principaux qui correspondent chacun à un milieu de dépôt bien particulier (fig. 2): les barres, les faciès onkolithiques et les intervalles micritiques. Chacun de ces milieux évolue lui-même au cours du temps. Il peut chevaucher plus ou moins le milieu voisin qui lui est sus-jacent et ménager ainsi des termes de passage. Tous sont caractéristiques d'une plate-forme aux eaux peu profondes comme le démontre la présence constante d'*Alveosepta* et de *Nautiloculina oolithica* MOHLER, (BOLLIGER et BURRI 1970) ainsi que l'existence d'onkoïdes autant dans les barres que dans les milieux envasés. Les onkoïdes sont un des éléments très caractéristiques du Séquanien. On n'en observera plus au-delà du Kimmeridgien basal.

Les détails de la succession des milieux ressortent des figures 2 et 5. Nous nous bornerons à les définir.

Le système de la première barre [8] (niv. 1290–1163) s'installe sur les faciès vaseux à spicules de Spongiaires qui accompagnent les biohermes et biostromes des Couches de Geissberg. Ce système est constitué d'une suite de grainstones, intercalés entre des mudstones et wackestones. Les grainstones sont essentiellement des oosparites, les wackestones des oointramicrites. Le passage est graduel entre ces différents éléments.

Mais contrairement au système de la Dalle nacrée, l'évolution se termine ici par un envasement progressif de l'arrière-barre (wackestones) où apparaissent les premiers onkoïdes. Le passage entre la barre oolithique et le premier épisode onkolithique se fait sans discontinuité et, en fin de cycle, ooïdes et onkoïdes apparaissent ensemble (niv. 1161–1163).

La seconde barre (niv. 1179–1189, [9] p.p.) montre une évolution un peu différente. Les onkoïdes, quoique rares, sont présents dès le début (niv. 1181/82) d'où coïncidence entre la seconde barre et le second épisode onkolithique. Les ooïdes dont l'encroûtement est d'ailleurs très mince par rapport au diamètre du noyau (ooïdes superficiels), sont dominants dans la première partie de la barre. A partir du niveau 1183 la situation est renversée, ce sont les onkoïdes qui prédominent. Cette évolution qui rappelle celle de la fin de la première barre, se traduit dans les structures des éléments habillés. En bas, on observe des onkoïdes à encroûtement oolithique tandis que plus haut les ooïdes, devenus très rares, forment le noyau des onkoïdes (pl. II, fig. 2). Ce fait n'est pas mis en évidence dans la figure 2 (dans le texte). Ooïdes superficiels, mélange d'ooïdes et d'onkoïdes et le fait qu'on n'observe que très peu de vrais grainstones, bien que la sparite joue un rôle appréciable, permet deux interprétations : soit la coupe n'atteint que la partie marginale interne de la barre, soit l'agitation des caux n'était plus assez intense pour créer une vraie barre. La seconde hypothèse nous paraît plus probable.

La troisième barre (niv. 1225–1230) ne contient plus d'ooïdes. La concordance avec le quatrième épisode onkolithique est donc parfaite. Partant des wackestones, la concentration en onkoïdes atteint son maximum au niveau 1227 qui correspond à un grainstone presque typique, puis on passe à des packstones qui forment d'ailleurs la majeure partie de cette barre (pl. II, fig. 1).

Le troisième épisode onkolithique (niv. 1201–1215) ne peut être désigné comme une barre parce que la concentration en onkoïdes ne dépasse pas le stade d'un wackestone. Cet épisode est en outre assez mal défini à cause des intercalations de mudstones.

c) *Le problème de la distinction entre ooïdes et onkoïdes*

Les liaisons étroites entre ooïdes et onkoïdes qu'on observe dans le Séquanien du Jura posent des problèmes particuliers quant à leur définition exacte. Bien que les détails de la formation des ooïdes nous échappent encore, la distinction génétique entre les deux types de grains habillés paraît tout à fait claire (FLÜGEL et KIRCHMAYER 1962) : Pour les onkoïdes on a adopté la définition de PIA (dans HIRMER 1927) et ils sont donc considérés comme des boules algaires. Par contre la formation des ooïdes est attribuée d'une manière plus (BATHURST 1971) ou moins exclusive (FÜCHTBAUER et MÜLLER 1970) à une précipitation inorganique d'aragonite.

Tant qu'on s'en tient à l'exemple classique du gros onkoïde à forme irrégulière comme il figure chez tous les auteurs que nous venons de citer, la distinction entre ooïdes et onkoïdes ne pose aucun problème. Rappelons que la présence d'onkoïdes

dans le Séquanien du Jura fut d'abord reconnue par GASCHE (dans P. ZIEGLER 1956) et que depuis lors tous les chercheurs sont d'accord pour considérer les «Mumien» comme des formations phytogènes.

Les problèmes apparaissent dans les dépôts d'une granulométrie plus fine. Dans le Séquanien on trouve, en effet, des grains d'un diamètre beaucoup plus faible, égal à celui des ooïdes typiques, qui montrent pourtant une structure en couches concentriques de micrite comme les vrais onkoïdes (pl. II, fig. 1). FREI (1925) avait déjà observé ces particules qu'il interprétabait comme ooïdes recristallisés (p. 5). GYGI (1969, p. 36) arrive aux mêmes idées que Frei et figure un ooïde (pl. XII, fig. 46) qui montrerait un stade intermédiaire de la recristallisation en micrite. BOLLIGER et BURRI (1970) pensent plutôt à une micritisation précoce qui aurait empêché, dans certains cas, la formation de la structure fibroradiée caractéristique des ooïdes anciens. De cette manière toutes les particules plus ou moins sphériques, de taille millimétrique, qui possèdent une structure concentrique sont classées parmi les ooïdes, y compris des grains qui sont, selon nous, simplement de petits onkoïdes (GYGI 1969, pl. XIII, fig. 47, 50; BOLLIGER et BURRI 1970, pl. VI, fig. 5, 6 et aussi PÜMPIN 1965, fig. 9, 10, 11, 12.)

Or, dans nos matériaux, un ooïde peut servir de noyau à un onkoïde (pl. II, fig. 2) et vice-versa. On peut donc facilement envisager des changements répétés d'encroûtement phytogène et inorganique aboutissant à une alternance primaire de couches oolithiques et onkolithiques. Il est évident qu'une interprétation génétique exacte de telles particules est souvent difficile en l'absence de traces de filaments d'Algues, comme elle est d'ailleurs de règle dans les onkoïdes typiques selon la définition de PIA (1927). Il dépasserait le cadre de la présente note de poursuivre la discussion des problèmes génétiques. En attendant leur solution définitive, la distinction la plus claire nous paraît la suivante : les *ooïdes* sont toujours caractérisés, dans les roches anciennes, par une structure concentrique et fibroradiée et un aspect hyalin en coupe mince. Par contre, tous les grains habillés dont le cortex est constitué de couches concentriques de micrite plus ou moins opaque et sans structure fibroradiée sont désignés comme *onkoïdes*. Les onkoïdes peuvent atteindre des tailles considérablement plus grandes que les ooïdes marins, ils présentent souvent une structure concentrique crénulée.

Quelle que soit l'interprétation génétique correcte de ce que nous considérons comme des boules algaires de taille millimétrique, on arrive de cette manière à une distinction purement descriptive, basée uniquement sur les structures telles qu'elles s'observent dans les roches anciennes. Les cas d'attribution douteuse sont ainsi réduits au minimum, condition primordiale d'une analyse quantitative efficace et objective.

d) *Les intervalles micritiques [9] p.p.*

Nous attribuons les intervalles micritiques à des milieux protégés d'arrière-barre.

Au premier épisode onkolithique succèdent des micrites à intramicrites quasi stériles et riches en quartz (second maximum de quartz, niv. 1169–1178). Dans l'un des niveaux (1176) nous avons observé un débris roulé d'une algue attribué par BOLLIGER et BURRI (1970) au genre *Marinella* PFENDER et interprété comme caractéristique de milieux confinés. Ce débris évidemment allochtone, indique la proximité de faciès de plate-forme interne. Chez nous ce n'est qu'au Kimmeridgien moyen que s'épanouira le genre *Marinella* (pl. III, fig. 2).

Le second intervalle micritique (niv. 1195–1210) est caractérisé par une faune de Foraminifères variée alors que les deux intervalles suivants (niv. 1216–1224 et niv. 1231–1242) sont pauvres en fossiles ou même azoïques. Le genre *Alveosepta* se retrouve dans tous les quatre intervalles micritiques.

e) Faunes et milieux

Les faunes benthiques du Séquanien (voir restrictions ci-dessus) sont variées et témoignent d'un milieu marin à salinité normale (existence de Foraminifères et d'Echinodermes dans la plupart des niveaux).

Par rapport aux séries antérieures, on constate l'apparition dès la première barre, de deux nouveaux genres de Foraminifères: *Alveosepta* avec *A. jaccardi* (SCHROTH) et *A. sequana minor* (MOHLER) (détermination HOTTINGER) et *Nautiloculina oolithica* MOHLER qui atteint le maximum de sa fréquence dans la seconde barre (niv. 1290). On trouve en outre *Everticyclamina sp.*, *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Conicospirillina basiliensis* MOHLER et *Lituosepta sp.*

A l'exception des onkoïdes, les Algues apparaissent rarement et seulement en tant que débris allochtones (*Marinella*, *Dasycladacées*). Nous n'observons jamais de stromatolithes.

Seul *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT est fréquent dans les premiers niveaux onkolithiques. La nature algaire de cet organisme nous paraît cependant douteuse. L'enveloppe calcaire des Codiacées actuelles est composée d'aragonite qui se transforme chez les fossiles en sparite hyaline. Or, *Lithocodium* présente une enveloppe de calcite microgranulaire (pl. II, fig. 3). *Halimeda*, codiacée actuelle à laquelle Elliott avait comparé *Lithocodium*, possède des filaments s'élargissant vers l'extérieur pour former un cortex dense qui assume la photosynthèse. Par contre, *Lithocodium* ne montre aucune trace d'un tel cortex. On a même l'impression que les «filaments» ne communiquaient pas avec l'extérieur, sinon par des pores très fins, car ils sont toujours remplis de sparite signifiant qu'ils étaient vides au moment de leur fossilisation. A la lumière de ce qui précède, il nous paraît plus prudent de ne pas ranger *Lithocodium* parmi les Algues lorsqu'il s'agit de faire une interprétation du milieu écologique.

f) Conclusion

La régression séquanienne, contrairement à celle du Callovien, ne s'arrête pas au niveau de la première barre mais se poursuit. On passe ainsi à un milieu de plate-forme qui se maintient jusqu'au Crétacé inférieur. Une fois que le seuil de la première barre fut franchi, les conditions de milieux restèrent assez stables pendant le Séquanien, avec des alternances de milieux protégés et plus agités, sans jamais entrer dans les milieux intertidaux. Cela s'explique par l'absence de stromatolithes, de birds-eyes, et la présence constante d'*Alveosepta* et *Nautiloculina oolithica* MOHLER qui, selon BOLLIGER et BURRI (1970) n'atteignent jamais la zone intertidale. Les faciès du Jura neuchâtelois sont donc plus profonds que ceux du Jura oriental.

IV. LE KIMMERIDGIEN ET LE PORTLANDIEN

A. Stratigraphie

Une coupe de terrain (Combe Garot, Gorges de l'Areuse) et un forage (Bevaix) ont servi à l'étude respective du Kimmeridgien et du Portlandien. Dans cette série

très monotone à Combe-Garot une corrélation banc par banc avec le levé de MEIA (1965) n'a pas été possible.

Les travaux les plus récents sur ces deux étages (HÄFELI 1966, SCHÄR 1966, THALMANN 1966) ont abouti à définir trois nouvelles formations: formations de Reuchenette, de Twannbach et de Goldberg qui correspondent assez exactement à ce que les auteurs désignent habituellement comme Kimmeridgien, Portlandien et Purbeckien.

Dans la presque totalité du Jura, la base du Kimmeridgien est définie classiquement par l'Oolithe de Ste-Vérène et le sommet par un banc à Nérinées en ce qui concerne le pied sud de la chaîne (FREI 1925) et par le niveau marneux à *Exogyra virgula* pour les zones plus externes (HEIM 1919). Le Portlandien est compris entre l'un de ces deux niveaux et le faciès purbeckien.

Les auteurs ont essayé de diviser cette épaisse série de calcaire (env. 300 m) en plusieurs sous-unités (tableau). Dans le Kimmeridgien il existe une opposition entre un complexe inférieur et supérieur, séparés dans le Jura bernois par les Marnes du Banné (THURMANN 1832) et à l'E du Jura neuchâtelois par un niveau calcaire plus fossilifère (DESOR et GRESSLY 1859). Dans le Portlandien on peut individualiser une unité à calcaire compacte à taches jaunes, une unité médiane formée de calcaire plaquetté et une unité supérieure de dolomies et calcaires saccharoïdes. Ces unités sont cependant très hétérogènes et n'ont en fait jamais vraiment servi à la lithostratigraphie ni même à la cartographie (MEIA 1965).

La limite Kimmeridgien–Portlandien a été réétudiée par HÄFELI 1966, SCHÄR 1966 et THALMANN 1966 qui placent les niveaux à Nérinées et à *Exogyra virgula* peu au-dessous de la zone à *Gravesia gravesiana*, qui correspond à la base de l'étage Portlandien au sens des géologues continentaux (ENAY 1964).

B. L'évolution des milieux

Nous avons divisé les principales étapes de la régression en une succession de six milieux (fig. 3, 4). Ils sont définis soit par un ensemble de caractères microfaciologiques soit par l'apparition de nouvelles espèces servant comme indicateurs de salinité:

- l'Oolithe de Ste-Vérène [9] p.p.,
- les pelintramicrites et sparites à faune marine normale [10],
- les biomicrites à Algues [11],
- les faciès à tendance confinée ou franchement lagunaires [12],
- les biomicrites à faune marine appauvrie [13],
- les dolomies et calcaires saccharoïdes [14].

1. L'Oolithe de Ste-Vérène [9] p.p.

L'Oolithe de Ste-Vérène présente un milieu écologique intermédiaire entre les micrites peu fossilifères du Séquanien supérieur et les pelintramicrites et sparites très riches en Foraminifères du Kimmeridgien inférieur. Son attribution au Séquanien ou au Kimmeridgien est de peu d'importance. Nous l'avons classée dans l'unité [9] parce qu'elle est rangée par tous les auteurs dans le Séquanien. Ici nous la traitons cependant avec le Kimmeridgien parce qu'elle annonce les changements paléo-écologiques caractéristiques du début de cette formation.

A Combe-Garot, l'Oolithe de Ste-Vérène correspond à une barre telle qu'elle a été définie précédemment. Les mêmes termes évolutifs y sont présents: augmentation puis diminution de la teneur en ooïdes, remplacés progressivement par des onkoïdes (niv. 1829). Contrairement aux barres antérieures, les ooïdes sont subordonnés aux bioclastes et intraclastes parmi lesquels les agrégats sont parfois fréquents. De plus, l'envasement de l'arrière-barre est plus rapide que dans les barres précédentes. Dans les dépôts sus-jacents d'arrière-barre on observe de nombreux indices d'une mer largement ouverte. Du point de vue paléogéographique, cette barre appartient à la formation du Séquanien et représente, en moins typique, la symétrique de la première barre séquanienne.

A St-Sulpice, une vraie barre n'existe pas, on en reconnaît cependant les traces dans la présence de deux niveaux à grainstones atypiques, dans l'apparition de pellets et dans la présence, dès le début, d'onkoïdes. La zone arrière sus-jacente subit aussi un envasement rapide avec présence intermittente d'onkoïdes (5^e épisode onkolithique, niv. 1252-1255). Contrairement à ce que nous observons à Combe-Garot, les formations de l'arrière-«barre» sont quasi azoïques.

2. *Les pelintramicrites et sparites à faune marine normale du Kimmeridgien inf. [10]*

Cette unité (fig. 3) est en continuité avec la précédente. Elle s'individualise par une abondance de Foraminifères, de pellets et une réapparition timide du quartz détritique.

On y observe plusieurs séquences d'évolutions presque cycliques de type grainstones-wackestones-mudstones-grainstones où les grainstones sont surtout constitués de pellets associés à du quartz clastique et à de nombreux Foraminifères (pl. IV, fig. 1). Comme dans la zone de transition à la Dalle nacrée [2], l'enrichissement en Foraminifères, en quartz et en pellets traduit des phénomènes de condensation. Il est donc probable que le petit maximum de quartz qui s'individualise ici n'est qu'apparent et ne correspond pas à une augmentation réelle de l'apport détritique. Ici aussi, les pellets peuvent s'interpréter comme des produits remaniés d'un fond vaseux en voie de durcissement.

La microfaune est riche en grands Miliolidés, en Ataxophragmidés et, à plusieurs niveaux (1833, 1834, 1843, 1844), se trouve le genre *Kurnubia*. Le genre *Alveosepta* existe dans toute la série alors que *Nautiloculina oolithica* et *Conicospirillina basiliensis* sont très rares, cette dernière est restreinte à la partie inférieure. A la base de cette unité (niv. 1837) nous avons trouvé *Alveosepta personata* (dét. HOTTINGER) forme caractéristique du Kimmeridgien.

La richesse des faunes de Foraminifères contraste avec la rareté extrême des Algues. Celles-ci ne sont représentées que par quelques fragments de *Marinella* (niv. 1855, 1870) et de *Cayeuxia* (niv. 1864) qui sont tous cantonnés dans la moitié supérieure de cette unité et annoncent déjà le passage aux biomicrites à Algues [11]. On observe en outre une mince intercalation (5 cm) stromatolithique (niv. 1863).

Tout cela indique un milieu de plate-forme infratidal, soumis à une influence appréciable de la mer ouverte. L'abondance des pelsparites et des cycles sédimentaires observés signifient que les fonds étaient épisodiquement balayés par des courants. Ces milieux d'arrière-barre étaient donc moins protégés que ceux du Séquanien.

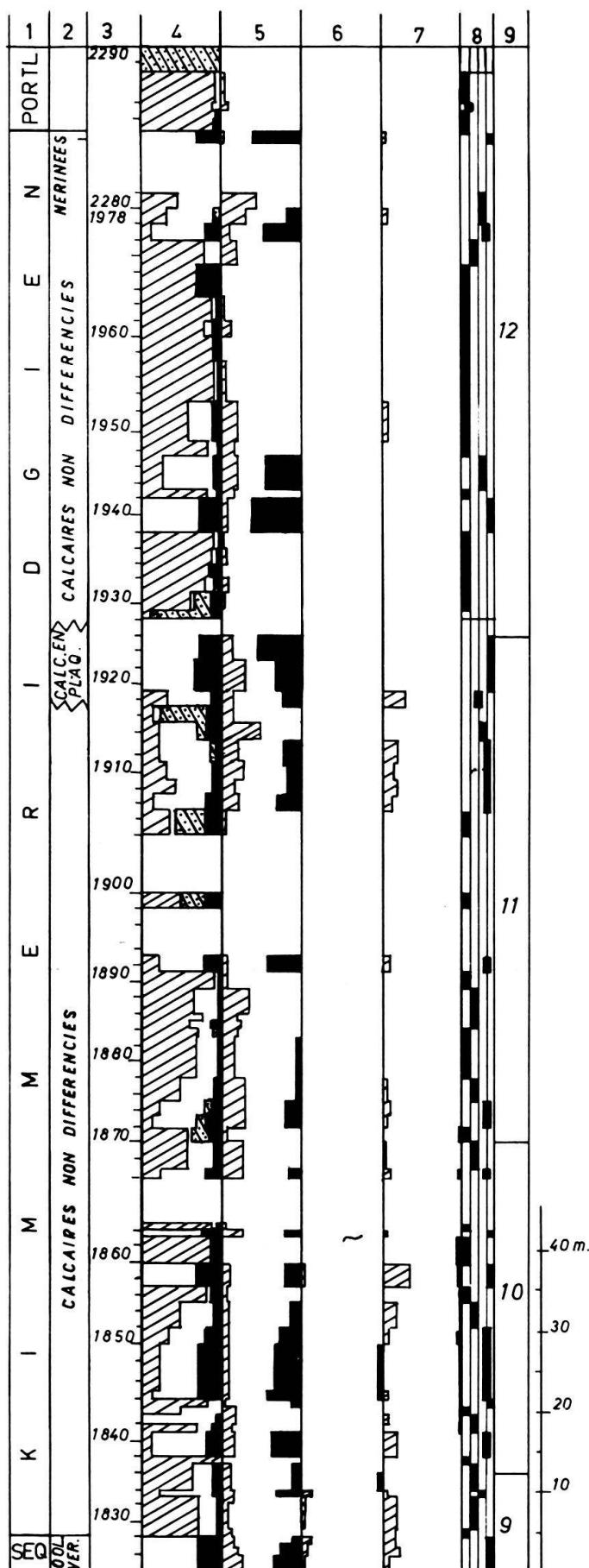


Fig. 3. Coupe de Combe-Garot.
Légende: voir figure 1.

3. *Les biomicrites à Algues du Kimmeridgien moyen [11]*

C'est dans cette série (fig. 3) qu'apparaissent les premiers niveaux dolomitiques. Le sommet est formé par une suite de pelsparites très fines (niv. 1918–1927) évoquant une barre. C'est le seul niveau qui s'individualise bien sur le terrain: à savoir les calcaires en plaquettes du Kimmeridgien moyen de FREI (1925) correspondant au niveau 19 de MEIA (1965, fig. 3). A part ces deux faits les microfaciès se différencient peu de ceux de l'unité précédente, sinon par une teneur plus faible en pellets et un enrichissement relatif en bioclastes. Les wackestones prédominent, avec parfois présence de grainstones mal lessivés.

La faune de Foraminifères est moins variée qu'auparavant: disparition des Ataxophragmidés, de *Nautiloculina oolithica* et, dans les horizons supérieurs, aussi d'*Alveosepta*, absence de *Kurnubia*. Par contre les Algues prennent une grande importance. C'est surtout *Marinella*, considérée par BOLLIGER et BURRI (1970) comme indicateur de milieux confinés qui est fréquente et bien conservée dans la partie supérieure de l'unité (niv. 1915–1917, pl. III, fig. 2). Il est remarquable de constater ce qui confirme les observations de BOLLIGER et BURRI, sa fréquente association avec les horizons dolomitiques. Certaines couches (surtout 1889) sont riches en Dasycladacées.

En conclusion, la tendance régressive est bien mise en évidence par une moins grande diversité des faunes de Foraminifères et par le développement de l'activité des Algues, cela ne présuppose cependant pas un changement notable de la salinité, comme en témoigne l'existence quasi constante d'Echinodermes dont le rôle d'indicateur d'un milieu marin normal ne peut être mis en doute.

4. *Les faciès à tendance confinée ou franchement lagunaires du Kimmeridgien sup.-Portlandien basal [12]*

La véritable coupure dans l'évolution qui définit le début de cette unité est soulignée par des micrites plus ou moins dolomitisées à *Clypeina jurassica* FAVRE. Cette Dasycladacée a dû croître dans des eaux à salinité anormale, probablement saumâtres, car là où elle est autochtone, les organismes marins font toujours défaut. A Combe-Garot, seuls les Ostracodes coexistent avec *Clypeina jurassica*. Cet épisode saumâtre est bref puisque les Foraminifères réapparaissent peu après. On constate cependant un appauvrissement général des faunes vers le haut. Les Echinodermes surtout deviennent rares, seuls les Ostracodes augmentent en fréquence. Ces faits ne sont pas suffisants en eux-mêmes pour prouver l'existence d'un milieu confiné saumâtre (ou hyperhyalin) mais ils s'adaptent en tout cas très bien à ce modèle.

En plus de *Clypeina jurassica*, qui apparaît à plusieurs niveaux, on observe d'autres Dasycladacées telles que *Salpingoporella* et *Cylindroporella*. *Marinella* et *Cayeuxia* sont aussi présentes. A un niveau, on note l'association de stromatolithes et de birds-eyes.

Parmi les Foraminifères, *Parurgonina* (pl. II, fig. 4) que BOLLIGER et BURRI (1970) attribuent aux faciès confinés riches en Algues, a été trouvée associée à *Kurnubia*, *Clypeina jurassica* et d'autres Dasycladacées.

Les changements lithologiques entre cette unité et la précédente ne sont pas significatifs si ce n'est une augmentation des micrites azoïques aux dépens des biomicrites.

Les intercalations de pelsparites sont moins fréquentes. Le banc à Nérinées qui sert de limite Kimmeridgien–Portlandien aux géologues jurassiens, se trouve dans la partie terminale.

Peu au-dessus du banc à Nérinées (niv. 3660, forage de Bevaix, fig. 4) apparaissent les premiers Charophytes (pl. III, fig. 3) sous la forme d'oogones associés à des Ostracodes, où Foraminifères et Echinodermes font totalement défaut. La présence de Charophytes dans ces milieux très calmes parle en faveur de leur autochtonie. Le caractère saumâtre signalé par *Clypeina jurassica* au début de cette unité est encore exagéré par cette dernière réduction de la salinité, allant probablement jusqu'aux eaux douces.

5. Les biomicrites à faune marine appauvrie du Portlandien inf. [13]

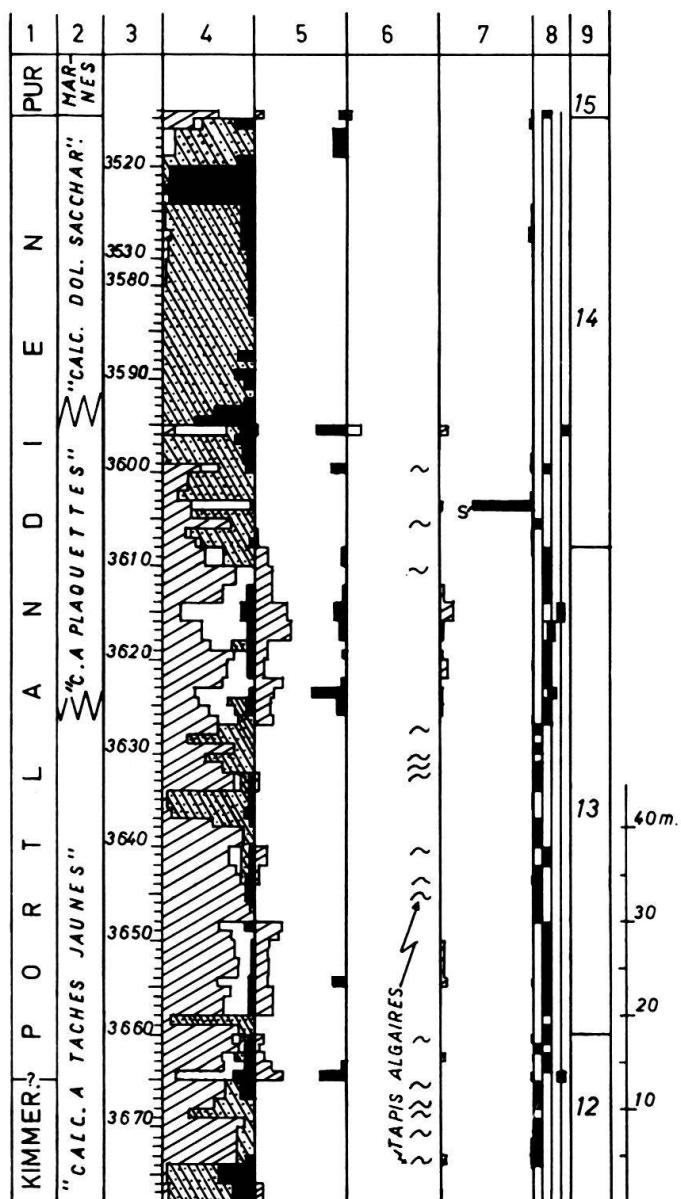


Fig. 4. Forage de Bevaix. Les teneurs en dolomite ont été déterminées par diffraction X. Légende: voir figure 1.

Le retour à des conditions plus marines fut cependant rapide comme le prouvent les biomicrites riches en Lamellibranches, Gastéropodes et Foraminifères (Ophthalniidés, plus rarement Lenticulines, *Evertecyclammina*, *Alveo-septa* et *Nautiloculina oolithica*). Les Algues sont rares. Malgré le peu de débris d'Echinodermes et l'absence de Brachiopodes qui résultent probablement d'une salinité légèrement réduite, les conditions écologiques sont à nouveau plus favorables. Paradoxalement le maximum de la régression exprimé par les Charophytes prélude donc à un retour à des conditions plus marines.

6. Les dolomies et calcaires saccharoïdes du Portlandien sup. [14]

Dans les derniers 40 m du Portlandien, la dolomitisation a effacé la majorité des structures anciennes. On note cependant dans les rares niveaux micritiques, un appauvrissement général des faunes où les Ostracodes et les Lamellibranches forment le fond biogène le plus constant. Foraminifères et Echinodermes sont très rares. A deux niveaux (3595,

3516) nous avons déterminé des coprolithes de Crustacés (*Favreina*, pl. IV, fig. 3). Au sommet du Portlandien, les dolomies sont interrompues par un horizon d'environ 5 m de calcaire constitué uniquement de sparite grossière dont la génèse nous paraît pour l'instant difficile à expliquer. Concernant les dolomies, l'ensemble de l'évolution des milieux semble justifier l'hypothèse de leur origine précoce (SCHÄR 1966).

La réapparition des Charophytes se situe dans les faciès lagunaires du Purbeckien qui terminent ainsi le cycle de cette régression dont nous avons tenté de tracer les principaux traits.

V. CONCLUSIONS

A. Les milieux

L'étude des milieux sédimentaires que nous avons entreprise ne permet pas encore d'élaborer un modèle paléogéographique du Jura méridional neuchâtelois. Néanmoins, à part l'intérêt qu'elle présente d'être une base de discussion et de travail futur, il se dégage certains faits qui nous paraissent utiles à la compréhension d'une sédimentation de plate-forme.

L'évolution des milieux a été schématisée dans la figure 5. Dans cette mer épi-continentale nous avons distingué: les bassins, les talus, les barres, les milieux d'arrière-barre ou milieux protégés, subdivisés en une zone infratidale et une zone intertidale. Les 14 milieux successifs de cette épaisse série d'environ 700 m, nous les avons définis sur la base des critères d'énergie de DUNHAM (1962), des recherches de FOLK (1962), des études sur les sédiments carbonatés actuels (BATHURST 1971) ainsi que sur l'écologie des biogènes. Cet essai de classification ne prétend pas être définitif.

1. *Les milieux de bassin* [1], [6]

Les bassins sont caractérisés par une sédimentation essentiellement vaseuse où la teneur globale en carbonates reste entre 50 et 80 %. Les bancs calcaires sont surtout constitués de mudstones et wackestones à bioclastes et à pellets. Cette série micritique uniforme est interrompue de minces discontinuités, marquées par un liséré ferrugineux, sur lequel se sont concentrées des particules plus grossières (quartz, pellets, bioclastes) indiquant l'existence de courants assez forts pour lessiver les matériaux fins. Le bassin argovien se différencie de son homologue bathonien par une richesse en quartz clastique (20–30 %, premier maximum du quartz, pl. III, fig. 1).

La variété des faunes témoigne d'une salinité tout à fait normale. A cet égard, le bassin des micrites bathoniennes [1] semble plus riche en biogènes que celui des Couches d'Effingen [6], la teneur en carbonates y est aussi plus élevée. La profondeur de ces bassins ne devait pas excéder quelques centaines de mètres.

2. *Les talus* [2], [5], [7]

Trois milieux de talus ont été reconnus: la zone de transition vers la Dalle nacrée [2], le Spongiyen [5] et les Couches de Geissberg [7], terme de passage vers la plate-forme «séquanienne».

Au Bathonien [2], les phénomènes de condensation (pl. I, fig. 1): pyritisation des biogènes, concentration quartz-Foraminifères, la nature du ciment (microsparite) et

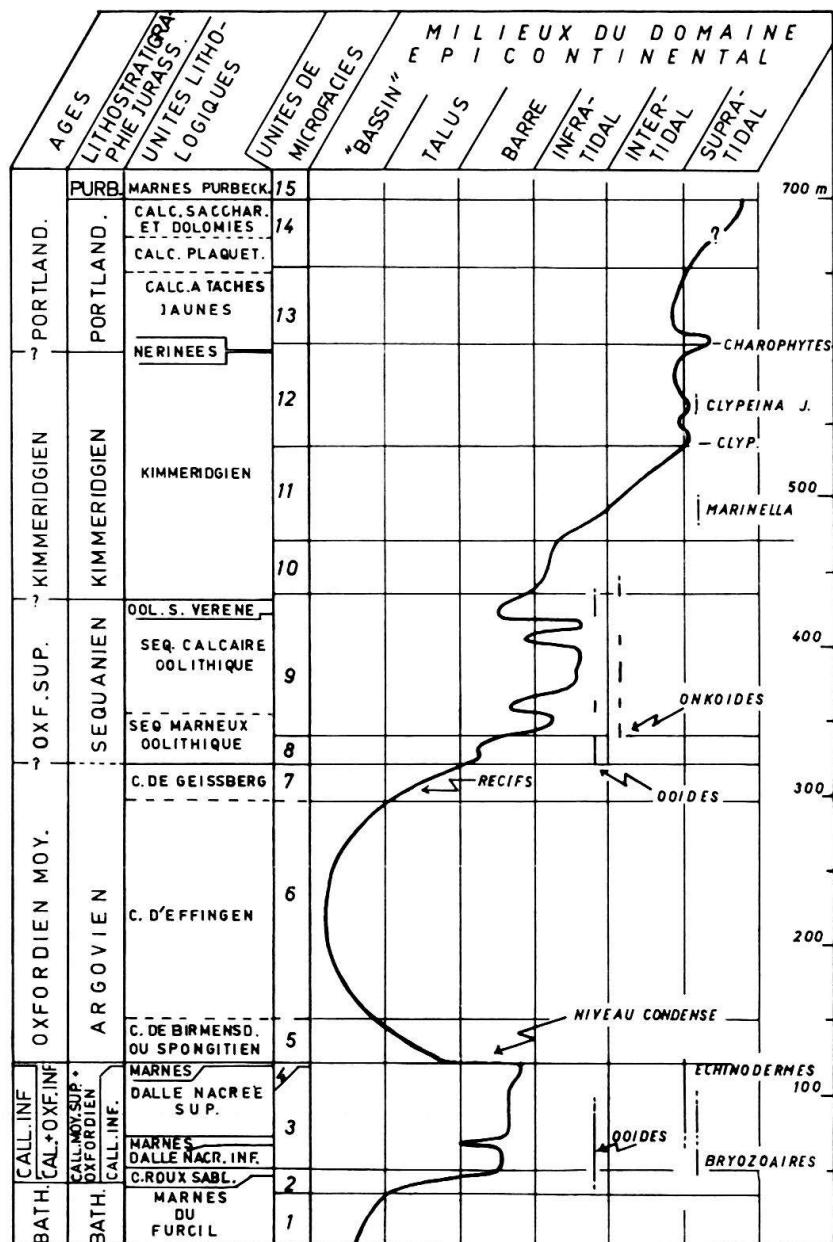


Fig. 5. Schéma d'évolution des milieux de sédimentation dans le Jura mériodinal neuchâtelois.
Seules les principales concentrations en allochèmes et en biogènes ont été signalées.

structures sédimentaires traduisent une augmentation progressive de l'indice d'énergie. Par contre, les talus du bassin argovien, [5] et [7], sont relativement appauvris en quartz (5-15%) par rapport au bassin (20-30%). Au Spongitién [5] le talus n'est marqué que par des wackestones à Spongiaires. Les termes de passage entre l'ancien haut-fond de la Dalle nacrée et les couches à Spongiaires ne sont représentés que par des horizons condensés [4] dont une partie (Callovien moyen et supérieur) s'est formée dans des zones peu profondes. A l'Argovien supérieur, le raccord entre le bassin et la plate-forme se fait par des mudstones et wackestones à spicules de Spongiaires. Sur ce talus se sont installés des biohermes qui n'ont pas dépassé la zone des eaux calmes et qui n'ont jamais formé une barrière récifale. Il s'agissait probablement de patchreefs ayant subi un rapide envasement.

Ces trois talus sont tous caractérisés par une teneur en carbonates plus importante que celle des bassins. Dans chacun d'eux on trouve des éléments allochtones (agrégats) venant de la plate-forme. Ces trois talus dont l'inclinaison devait être très faible ont peu de choses en commun avec les talus des grandes fosses où glissements et turbidites sont un des caractères dominants.

3. Les barres [3], [8], [9]

Ce sont des accidents morphologiques sur la plate-forme externe déterminant une zone d'arrière-barre où les conditions de sédimentation sont radicalement changées. Elles sont caractérisées par une turbulence élevée dans le corps de la barre (grainstone généralement à ooïdes) et par une zone protégée à l'arrière.

Les barres reconnues sont la Dalle nacrée [3], les trois barres séquanaises et l'Oolithe de Ste-Vérène [8] et [9]. Chacune d'entre elles présente des caractères évolutifs particuliers.

Au Callovien, l'évolution s'inscrit dans le contenu en biogènes: Bryozoaires puis Echinodermes (pl. I, fig. 2, 3) et dans les structures sédimentaires: stratification irrégulière (Flaserstruktur), oblique, puis parallèle; dans la matrice: microsparite à sparite et peut-être dans le passage du quartz détritique à la chalcédoine et quartzine. L'arrière-barre n'est qu'ébauchée et on revient dans un milieu de bassin.

Au Séquanien par contre, les trois barres marquent une évolution générale en direction de la plate-forme interne vers des milieux moins agités. Dans chacune des barres, l'évolution est similaire: le corps central est à dominance oolithique (grainstone), la région arrière à dominance onkolithique ménageant la transition aux mudstones et wackestones de la zone protégée. Le passage de la partie oolithique à la partie onkolithique s'exprime au niveau même des particules où les ooïdes deviennent les noyaux des onkoïdes (pl. II, fig. 2).

Au Séquanien les zones d'arrière-barre sont pauvres en biogènes mais riches en espèces; rien n'indique une tendance au confinement.

Au Kimmeridgien, à l'arrière de la barre de Ste-Vérène [10] l'influence de la mer ouverte est plus sensible, elle s'inscrit dans la richesse en Foraminifères benthiques (pl. IV, fig. 1). Cette zone d'arrière-barre est aussi plus agitée; courants intermittents dont on reconnaît les traces dans les cycles successifs, mudstones à grainstones, quartz détritique. Cet épisode transgressif du Kimmeridgien inférieur s'annonce déjà dans l'Oolithe de Ste-Vérène.

4. La plate-forme interne [10]pp., [11] à [14]

L'évolution ultérieure de cette plate-forme s'inscrit surtout dans les faunes. La suite de micrites, biomicrites et biopelmicrites est interrompue d'épisodes dolomiques. On peut la diviser en 4 étapes:

- La première [11] où apparaissent pour la première fois des faciès dolomitiques, est caractérisée à la base par une faune déjà appauvrie, au sommet par l'épanouissement de *Marinella*, indicateur de milieux confinés (pl. III, fig. 2).
- A la seconde étape [12], la régression s'accentue avec l'apparition de *Clypeina jurassica* (milieu saumâtre). Après une réapparition des Foraminifères, entre autres *Parurgonina* (pl. II, fig. 4) et *Kurnubia* associées à des Dasycladacées, elle

atteint un premier maximum avec des faciès à Charophytes et Ostracodes du Portlandien basal (pl. III, fig. 3).

- Cette première apparition des milieux intertidaux à supratidiaux est suivie par un retour à des conditions plus marines [13] (micrites à Gastéropodes, Lamelli-branches et Foraminifères). C'est dans cette unité que nous avons observé le plus grand nombre de tapis algaires stromatolithiques (pl. IV, fig. 2).
- La dernière étape [14] qui précède les faciès laguno-lacustres purbeckiens est difficile à interpréter à cause de la très forte recristallisation de la roche. Les rares niveaux micritiques préservés offrent une faune très appauvrie ou sont azoïques. Dolomie, stromatolithes, coprolithes de Crustacés et birds-eyes indiquent des milieux intertidaux à supratidiaux. Les faciès purbeckiens sont le terme ultime de cette évolution.

B. Biostratigraphie

Il est intéressant d'examiner à quel point nos résultats sont comparables à la biostratigraphie développée dans les Apennins et les Dinarides (v. résumé CRESCENTI 1969). Concernant le Dogger, le bilan est franchement négatif car nous n'avons retrouvé aucune des espèces caractéristiques, ni du milieu de bassin (*Globochaete alpina*), ni du talus (*Protopeneroplis striata*) ni de la plate-forme (*Pfenderina salernitana* et *Kurnubia palastinensis*). Cette constatation a déjà été faite par WERNLI et SEPTFON-TAINE (1971) dans le Jura méridional. On peut en conclure que l'absence de ces formes est d'ordre biogéographique.

Par contre, la présence de *Clypeina jurassica* au Kimmeridgien s'inscrit bien dans le cadre de la cénozone à *Clypeina jurassica* et «*Vaginella*» *striata*. Il faut cependant tenir compte du fait que *C. jurassica* est trop spécialisée du point de vue écologique pour que son apparition puisse nous fournir un repère chronologique précis de la base de l'étage Kimmeridgien.

La zone à *Salpingoporella apenninica* (= *annulata*) correspondant à peu près au Portlandien supérieur, n'a pu être repérée dans nos coupes. Cela s'explique par les conditions écologiques extrêmes règnant à cette époque et par la recristallisation intense qui a souvent affecté la roche.

En somme, les résultats biostratigraphiques obtenus jusqu'ici ne sont pas très encourageants, même pas en regard de l'échelle assez grossière établie dans les milieux de plate-forme des Apennins et des Dinarides. Pour notre région, seul le genre *Alveo-septa* serait susceptible de fournir de bons marqueurs puisqu'on le trouve d'une manière assez constante depuis la base du Séquanien jusque dans le Portlandien.

Remerciements

C'est grâce à un subside du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique que nous avons pu entreprendre ce travail. Nos remerciements vont aussi à M. Kübler, Directeur de l'Institut de Géologie, à MM. D. Aubert et J.-P. Schaer, professeurs, auxquels nous devons des discussions fructueuses. M. L. Hottinger, professeur à Bâle, nous a aidé efficacement dans la détermination des Foraminifères, nous le remercions vivement ainsi que M. G. Elliott à Londres pour ses remarques sur *Lithocodium* et son matériel de comparaison. Nous exprimons notre gratitude aux collaborateurs de l'Institut, principalement aux secrétaires et à M. G. Magranville, préparateur, à M. G. Bieler qui a

mis à notre disposition son matériel de licence, à la commune de Bevaix et au Département des Travaux Publics du canton de Neuchâtel qui nous ont permis l'étude des forages.

BIBLIOGRAPHIE

ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World*. (Oliver and Boyd Ltd, Edinburg, London.)

AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la Vallée de Joux*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 78.

BATHURST, R. G. C. (1971): *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Devel. Sediment. 12 (Elsevier Amsterdam).

BIELER, G. (1971): *Pétrographie du Séquanien du Cirque de St-Sulpice (canton de Neuchâtel)*. Trav. lic. Inst. géol. Univ. Neuchâtel.

BOLLIGER, W., et BURRI, P. (1967): *Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformkarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura)*. Eclogae geol. Helv. 60/2, 491–507.

– (1970): *Sedimentologie von Schelf-Karbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zu Stratigraphie und Ökologie*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 140, 1–96.

CRESCENTI, U. (1969): *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana 8, 15–40.

DESOR, E., et GRESSLY, A. (1859): *Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois*. Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 4, 1–159.

DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. In: *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium*. Mem. AAPG 1, 108–121.

ELLIOT, G. F. (1956): *Further Records of Fossil Calcareous Algae from the Middle East*. Micropaleontology 2/4, 327–334, pl. 1–2 (New York).

ENAY, R. (1963): *Nomenclature stratigraphique du Jurassique terminal*. Bull. trim. Serv. inf. BRGM, Paris, 59, 1–9.

FLÜGEL, E., et KIRCHMAYER, M. (1962): *Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudoiode*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 3, 113–123.

FOLK, R. L. (1962): *Spectral Subdivision of Limestone Types*. In: *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium*. Mem. AAPG 1, 62–84.

FREI, E. (1925): *Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 55.

FÜCHTBAUER, H. et MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Sediment-Petrologie, Teil II (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart).

GYGI, R. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.

HÄFELI, C. (1966): *Die Jura-Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)*. Eclogae geol. Helv. 59/2, 565–695.

HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. I (Berlin).

HOTTINGER, L. (1971): *Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their Stratigraphic Use*. An. Inst. Geol. Publ. Hungarici 54/2, 497–504.

JACCARD, A. (1869): *Jura vaudois et neuchâtelois*. Mat. cart. géol. Suisse 6.

JEANNET, A., et JUNOD, Ch.-D. (1925): *Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois (deuxième note)*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 50, 101–119.

KIRALY, L. (1965): *Structure sédimentaire et composition de la «Pierre Jaune» (Hauterivien sup.) des environs de Neuchâtel (Suisse)*. Eclogae geol. Helv. 58/2, 789–798.

MEIA, J. (1965): *Geologie de la Montagne de Boudry (Jura neuchâtelois, Suisse)*, Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 53/2, 1–47.

– (1969): *Géologie du Mont-Aubert et de l'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry au nord du lac de Neuchâtel (Jura vaudois sud-oriental et Jura neuchâtelois méridional)*. Thèse Univ. Neuchâtel, 69 p.

– (1971): *Crevasses et fissures dans l'escarpement de la Clusette (Jura neuchâtelois, Suisse)*. Act. 4^e Cong. suisse Spéléo. Neuchâtel, p. 29–34.

MOHLER, W. (1938): *Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation*. Abh. schweiz. pal. Ges. 60.

MÜHLETHALER, C. (1932): *Etude géologique de la région des Verrières (Ct. de Neuchâtel)*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 56.

PIA, J. v. (1927): In HIRMER: *Handbuch der Paläobotanik, Bd. I* (R. Oldenburg, München, Berlin).

RICKENBACH, E. (1925): *Description du Val de Travers, du cirque de St-Sulpice et de la vallée de la Brévine*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 50.

ROLLIER, L. (1911): *Les faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines*. 350 p. (Georg & Cie, Zürich).

SCHÄR, U. (1966): *Gliederung und Fazies der Twannbach-Formation («Portlandien») im Bielerseegebiet*. Eclogae geol. Helv. 59/2, 925–931.

SCHARDT, H. (1903): *Considérations sur le parallélisme des niveaux du Dogger dans le Jura neuchâtelois et vaudois*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 31, 287–312.

– (1907): *Note sur la géologie du cirque de St-Sulpice*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 34, 251–263.

SCHARDT, H., et DUBOIS, A. (1902): *Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois)*. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat. 30, 195–352.

SCHNITKER, D. (1971): *Distribution of Foraminifera on the North Carolina continental shelf*. Tulane Stud. Geol. Paleont. 8/4, 169–215.

STÄUBLE, A. J. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura*. Eclogae geol. Helv. 52/1.

THALMANN, H. K. (1966): *Zur Stratigraphie der oberen Malm im südlichen Solothurner Jura*. Mitt. natf. Ges. Solothurn 22, 3–183.

THURMANN, J. (1832): *Essais sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy*. Mém. Soc. hist. nat. Strasbourg.

WERNLI, R., et SEPTFONTAINE, M. (1971): *Micropaléontologie comparée du Dogger du Jura méridional (France) et des Préalpes Médianes Plastiques romandes (Suisse)*. Eclogae geol. Helv. 64/3, 437–458.

ZIEGLER, M. (1962): *Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura*. Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich, Ser. c, 82.

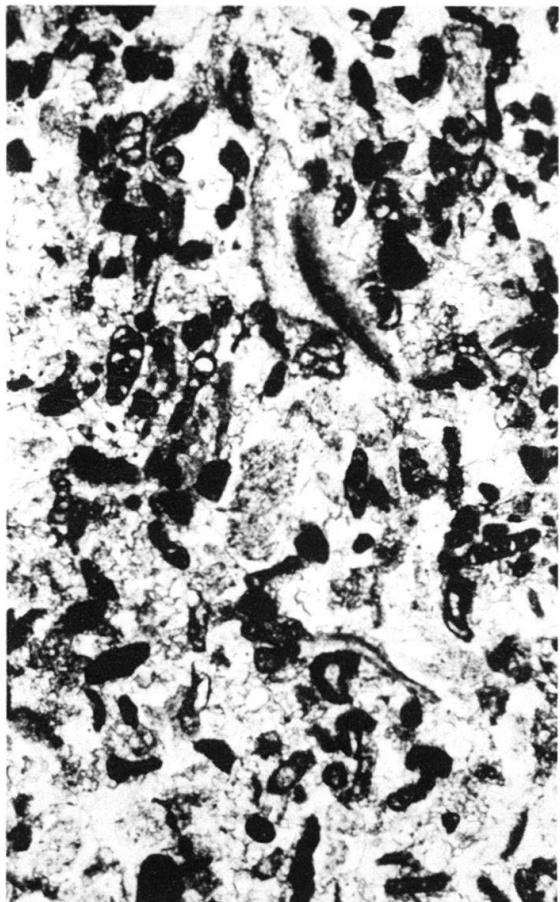
ZIEGLER, P. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary. Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102, 37–101.

Planche I

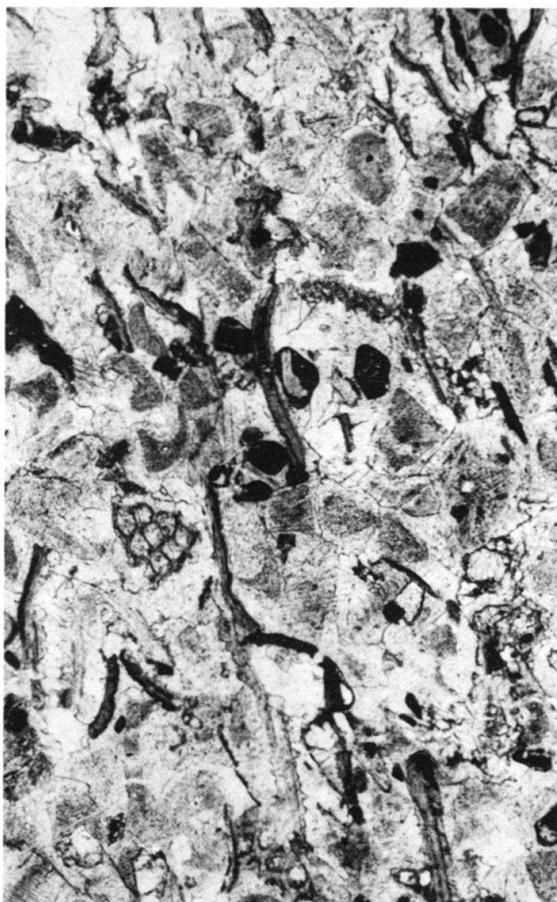
Fig. 1 Concentration de Foraminifères dans les microsparites bathono-calloviennes. Certains tests sont imprégnés de pyrite. Ech. 3070, zone de transition à la Dalle nacrée, unité de microfaciès [2], env. 30 ×.

Fig. 2 Microfaciès caractéristique de la partie inférieure de la Dalle nacrée, unité de microfaciès [3]. Les biogènes sont très variés. On note la grande fréquence en Bryozoaires. Ech. 3052, env. 15 ×.

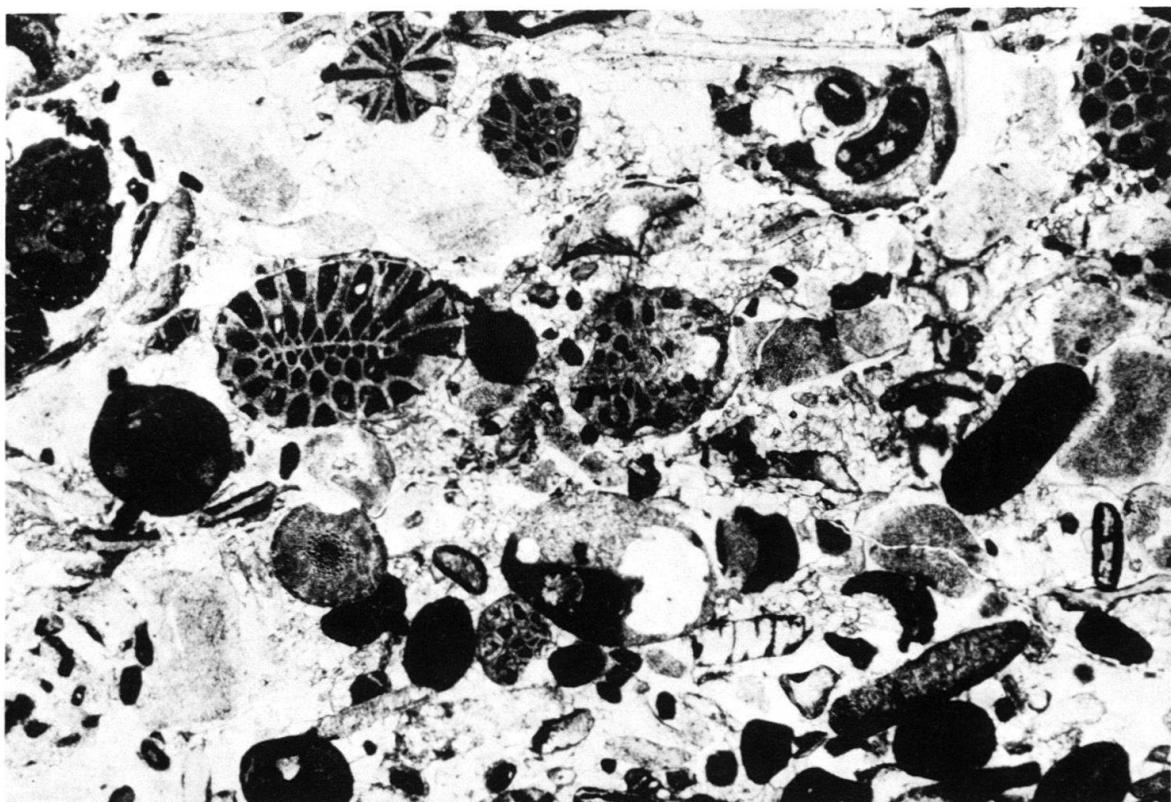
Fig. 3 Microfaciès caractéristique de la partie supérieure de la Dalle nacrée, unité de microfaciès [3]. Parmi les biogènes, les débris d'Echinodermes prédominent de loin, les Bryozoaires sont rares par rapport à la Dalle nacrée inf. A plusieurs endroits on distingue des croissances syntaxiques. Ech. 3022, env. 15 ×.



1



3



2

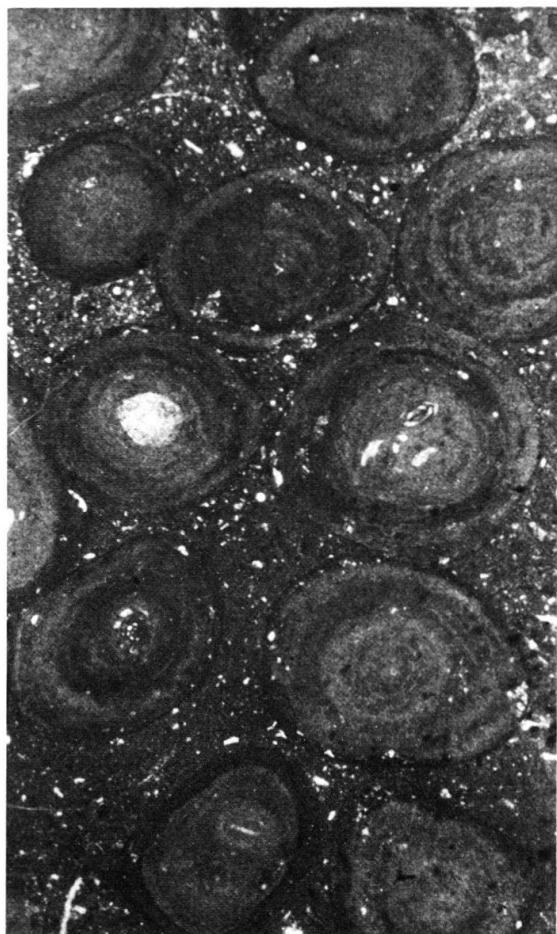
Planche II

Fig. 1 Onkomicrite de la 3^e barre séquanienne, unité de microfaciès [9]. Pour les petits onkoïdes (diamètre 2–3 mm) la structure concentrique est assez régulière, elles sont quasi sphériques. Ech. 1226, env. 10×.

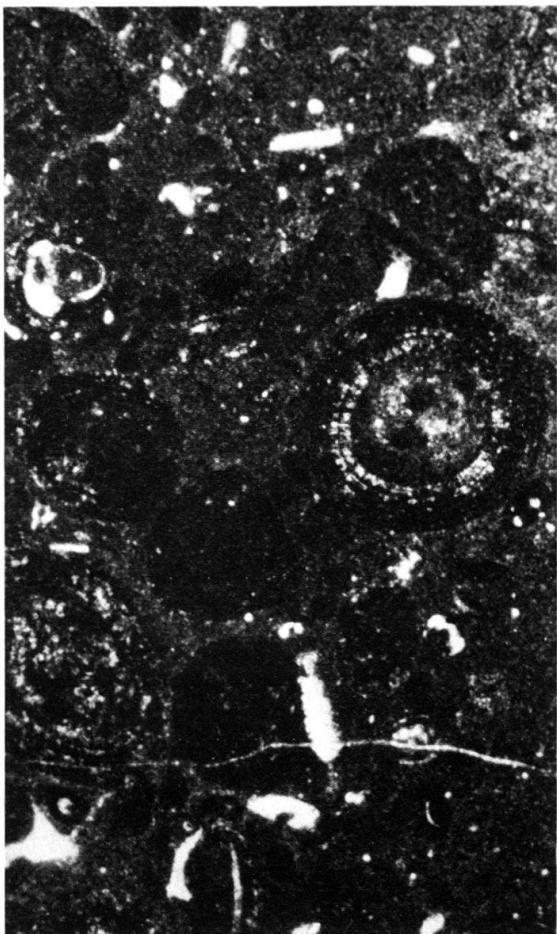
Fig. 2 Onkobiomicrite du 3^e épisode onkolithique du Séquanien, unité de microfaciès [9]. On note surtout un ooïde à cortex perforé qui forme le noyau d'un onkoïde. Ech. 1214, env. 30×.

Fig. 3 *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT.
L'attribution de cet organisme aux Codiacées paraît douteuse parce que l'enveloppe calcaire n'est pas recristallisée (calcite primaire). Les «filaments» ne sont pas remplis de sédiment parce qu'ils ne communiquaient pas avec l'extérieur. Premier épisode onkolithique du Séquanien, unité de microfaciès [9]. Ech. 1165, env. 15×.

Fig. 4 Section oblique de *Parurgonina* sp. probablement *P. caelinensis*. Kimmeridgien sup., unité de microfaciès [12]. Ech. 1953, env. 30×.



1



2



3



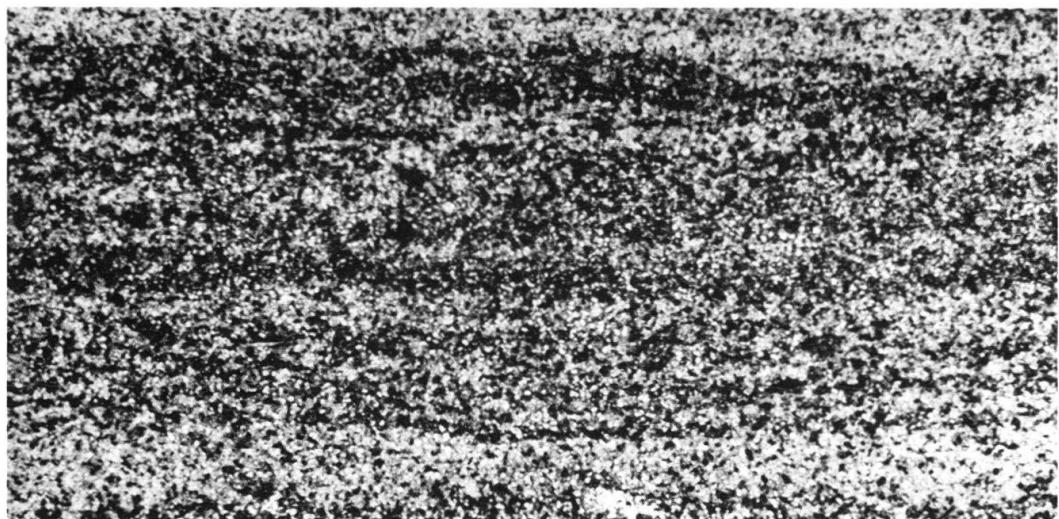
4

Planche III

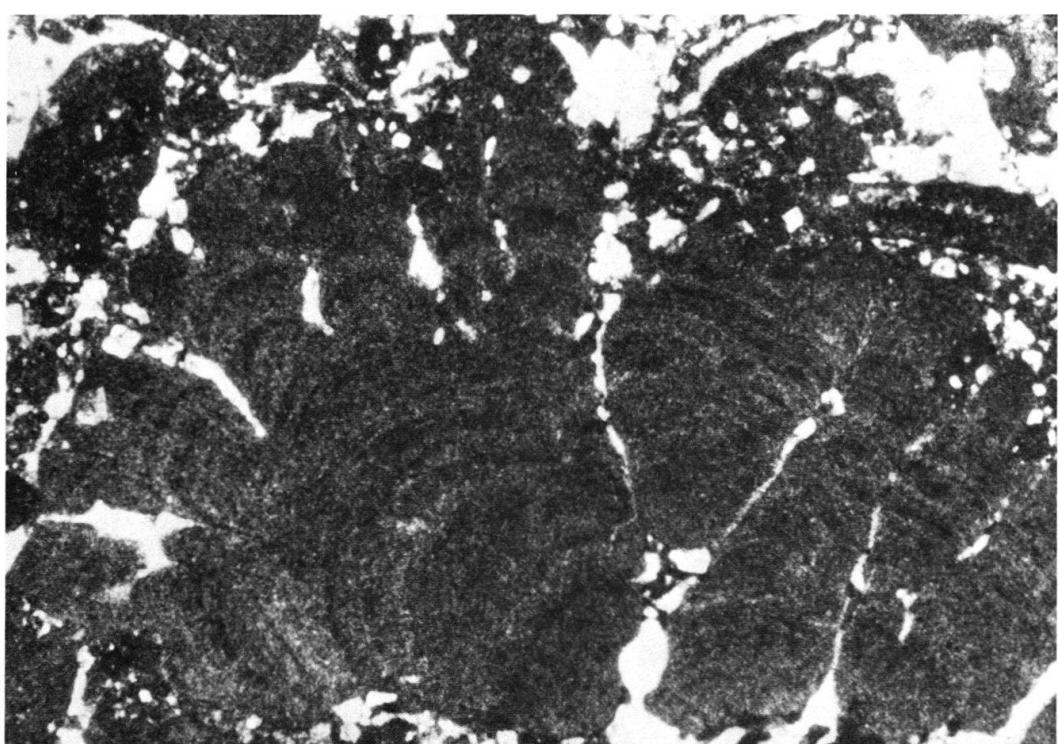
Fig. 1 Micrite grèseuse (27% de quartz) finement stratifiée de l'Argovien. Couches d'Effingen, unité microfaciès [6]. Ech. 2915, env. 10×.

Fig. 2 *Marinella* dans biomicrite dolomitisée du Kimmeridgien moyen, unité de microfaciès [11]. Le remarquable état de conservation de cette Algue indique un transport négligeable. Ech. 1915, env. 30×.

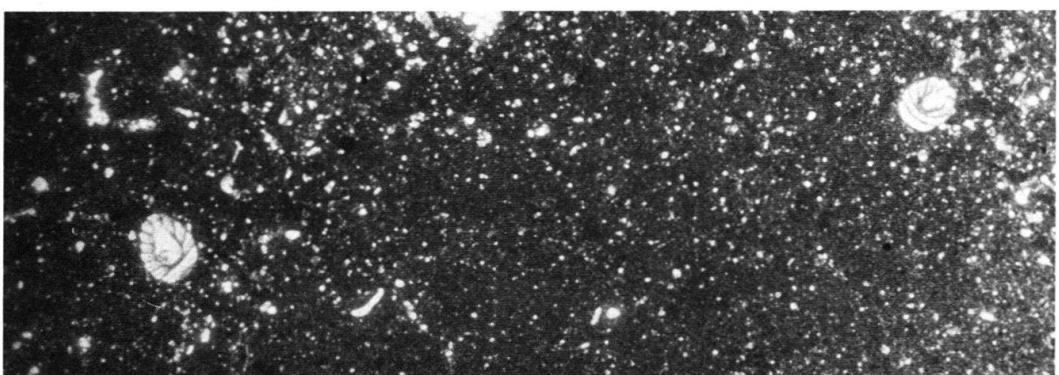
Fig. 3 Biomicrite à oogones de Charophytes (et Ostracodes). L'absence de tout organisme marin et le milieu calme parlent en faveur de leur autochtonie. Portlandien inf., unité de microfaciès [12]. Ech. 3660, env. 20×.



1



2



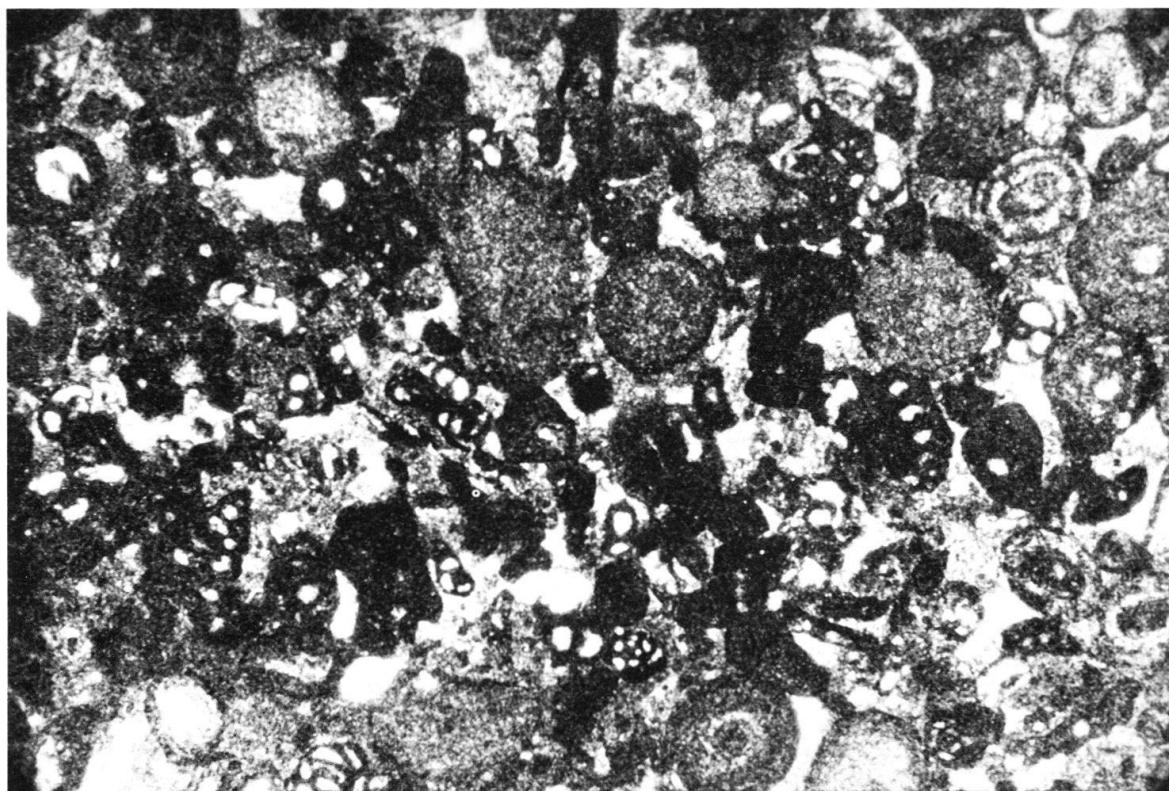
3

Planche IV

Fig. 1 Microfaciès caractéristique du Kimmeridgien basal à Combe-Garot. Biopelssparite mal lessivée, riche en Foraminifères. Unité de microfaciès [10]. Ech. 1834, env. 30×.

Fig. 2 Stromatolithes d'Algues du Portlandien avec ébauche de ripple-marks. La Neuve-ville.

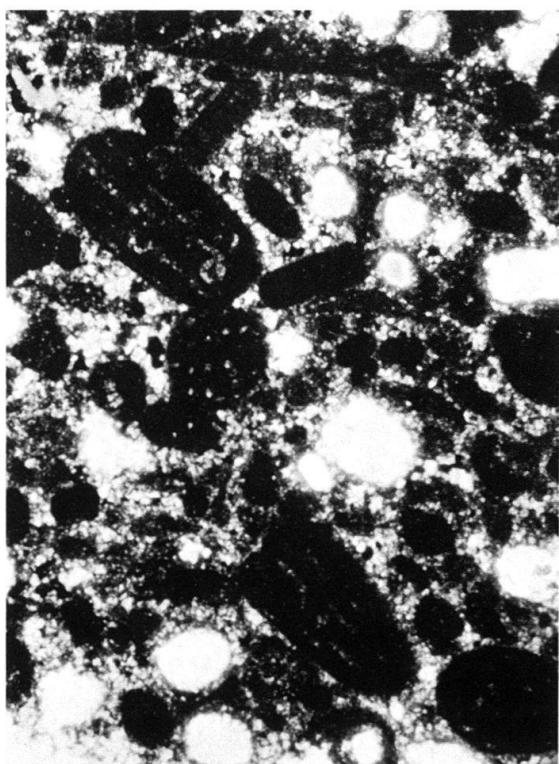
Fig. 3 Coprolithes de Crustacés (*Favreina*). Portlandien sup., unité de microfaciès [14]. Ech. 3516, env. 30×.



1



2



3

