Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 81 (1988)

Heft: 2

Artikel: Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines

Autor: Enay, Raymond / Contini, Daniel / Boullier, Annick

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166182

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: 14.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 81	Nr. 2	Pages 295–363	Bâle, août 1988

Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines

Par RAYMOND ENAY[1]), DANIEL CONTINI[2]) et ANNICK BOULLIER[3])

RÉSUMÉ

Ce travail a pour objet tout d'abord de définir les formations «séquaniennes» de la région-type, le Jura franc-comtois, puis de décrire les ammonites et les brachiopodes récoltés dans ces niveaux; ces fossiles permettent de ranger les marnes séquaniennes et les calcaires du Séquanien supérieur dans l'Oxfordien supérieur.

Ces résultats modifient les corrélations faites jusqu'à présent avec les régions voisines, notamment avec le Jura méridional, le Jura suisse et la bordure orientale du Massif Central et nous amènent à revoir l'évolution paléogéographique du Jura au cours de l'Oxfordien moyen et supérieur. Les deux grandes séquences distinguées dans l'Oxfordien se terminent toutes les deux par l'apparition d'une plate-forme carbonatée sur le Jura septentrional. La première plate-forme carbonatée dite «rauracienne» termine l'Oxfordien moyen; elle disparaît presque complètement à la base de l'Oxfordien supérieur et une deuxième plate-forme carbonatée, d'extension plus vaste que la précédente, s'installe au sommet de l'Oxfordien supérieur.

ABSTRACT

Sequanian formations in the type-region that is to say northwestern Jura are first defined, then ammonites and brachiopods from these series are described. These faunas allow to place the "Sequanian" marls and the "Upper Sequanian" limestone in the Upper Oxfordian.

These results change the correlations known until now, with the nearest regions especially southern Jura, Swiss Jura and eastern margin of the Massif Central and lead to review the paleogeographical evolution of the Jura mountains during Middle and Late Oxfordian. In the Oxfordian, we have distinguished two major sequences which are both limited by the establishment of a carbonate platform on the northern Jura; the first one, so called "rauracian" develops in the Middle Oxfordian time and it disappears almost completely at the beginning of Late Oxfordian; the second platform, of wider extent than the first one, establishes itself at the top of the Upper Oxfordian.

[1]) Département des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon I, et Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie, associé au CNRS (UA 11), 27–43, boulevard du 11 novembre, F–69622 Villeurbanne Cedex.

[2]) Laboratoire de Géologie structurale et appliquée, Université de Franche-Comté et Laboratoire de Géologie sédimentaire et Evolution géobiologique, associé au CNRS (UA 157, Dijon), place Maréchal Leclerc, F–25030 Besançon Cedex.

[3]) Laboratoire de Géologie historique et paléontologie, Université de Franche-Comté et Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie, associé au CNRS (UA 11, Lyon), place Maréchal Leclerc, F–25030 Besançon Cedex.

ZUSAMMENFASSUNG

Hauptanliegen dieser Arbeit ist, die Formationen des «Sequan» der Typregion im Burgunder Jura zu definieren sowie die darin aufgesammelten Ammoniten und Brachiopoden zu beschreiben; diese Fossilien erlauben eine Einstufung der «Sequanmergel» und der Kalke des «oberen Sequan» ins Obere Oxford.

Dieses Ergebnis führt zu anderen Korrelationen mit den benachbarten Gebieten als bisher, besonders mit dem südlichen Jura, dem Schweizer Jura und dem Ostrand des Zentralmassivs. Die paläogeographische Entwicklung des Jura während des Mittleren und Späteren Oxfords erscheint dadurch in einem neuen Licht. Die beiden grossen Sequenzen, die im Oxford unterschieden werden können, enden beide mit der Ausbildung einer Karbonat-Plattform im nördlichen Jura. Die erste, die «raurachische» Karbonat-Plattform, endet mit dem Mittleren Oxford; sie verschwindet fast völlig am Anfang des Oberoxfords, und eine zweite Karbonat-Plattform, von grösserer Ausdehnung als die erste, bildet sich an der Obergrenze des Oberoxfords.

1. Introduction 296
2. Le Séquanien dans sa région-type 299
2.1 Historique 299
2.2 Description des formations du «Séquanien» 300
2.3 Faunes (ammonites, brachiopodes) et âges 306
3. Corrélations avec les régions voisines 326
3.1 Jura méridional 326
3.2 Jura suisse 329
3.3 Bordure orientale du Massif central 336
4. Paléogéographies et événements de l'Oxfordien supérieur 339
4.1 La première plate-forme carbonatée de l'Oxfordien moyen 340
4.2 Les vasières de l'Oxfordien supérieur 342
4.3 La deuxième plate-forme carbonatée de l'Oxfordien supérieur – ? Kimméridgien Basal 344
4.4 Les séquences et les événements de l'Oxfordien supérieur 346
5. Conclusion 349
Bibliographie 350

1. Introduction

Ce travail a pour objet de faire connaître les ammonites des niveaux séquaniens dans la région-type, les âges nouveaux et les corrélations qui en découlent. Celles-ci conduisent à une organisation, en particulier des relations entre le bassin et la plate-forme, et une évolution paléogéographique tout à fait différentes de celles admises jusqu'ici. La synthèse géologique du sud-est de la France (Debrand-Passard et al. 1984), réalisée à l'initiative de l'Association des Géologues du SE, sous la direction du BRGM, et présentée au 27e Congrès géologique international de Moscou (1984) tient déjà compte de ces nouveaux résultats [cf. Enay (Coord.) et al. 1984].

En effet, la recommandation du premier Colloque du Jurassique de 1962 à Luxembourg sur l'abandon des pseudo-étages Argovien, Rauracien et Séquanien, aussi bien dans leur acception originale de faciès que dans la conception «normalisée» de E. Haug, n'a pas résolu totalement ou seulement en apparence les problèmes stratigraphiques du Jura septentrional franco-suisse.

Dans les régions-types de Franche-Comté (pour le Séquanien) et du Jura suisse (pour le Rauracien et l'Argovien) ces termes désignent en fait des ensembles lithologiques hétéropiques dont les âges et les équivalences ne sont pas parfaitement établis. Les

problèmes qui sont à l'origine de ces termes ne sont pas supprimées par l'emploi d'une nomenclature en formations ou en étages conforme aux règles:

1. équivalence entre les faciès ou formations, en particulier dans les régions-types;
2. datation rigoureuse des formations-types, au moins pour le Rauracien et le Séquanien dépourvus de faunes – en particulier ammonites – caractéristiques.

Rappel historique

La littérature antérieure compte d'assez nombreux historiques, plus ou moins satisfaisants, concernant ces termes et leurs interprétations: parmi les récents, citons ceux de GLANGEAUD (1947), DREYFUSS (1956, 1957), GUILLAUME & MASCLE (1962), ZIEGLER & TRÜMPY (1964), ENAY (1980). Le chapitre sur «le Séquanien dans sa région-type» abordera plus particulièrement les aspects touchant au Séquanien en Franche-Comté.

Ici, nous rappellerons donc seulement les éléments essentiels utiles pour la suite du travail:

- dans le *Jura suisse*, Argovien et Rauracien désignent «deux séries hétéropiques mais isochrones» (ZIEGLER & TRÜMPY 1964): à la suite de GRESSLY (1838–1841) et de GREPPIN (1867, 1870), le Rauracien groupe des faciès de plate-forme carbonatée correspondant à l'ancien «Corallien» de THURMANN; l'Argovien de MARCOU (1848) est utilisé pour des faciès de milieu ouvert à ammonites, datés maintenant de l'Oxfordien moyen et de l'Oxfordien supérieur en partie (cf. GYGI 1969). Leur corrélation fut surtout l'œuvre de ROLLIER (1888); elle n'a été mise en doute – et seulement en partie – que récemment par BOLLIGER & BURRI (1967, 1970). Au-dessus, le Séquanien a été longtemps utilisé par les géologues suisses pour désigner aussi bien des faciès de plate-forme prolongeant ceux du Séquanien-type de Franche-Comté que des faciès de bassin.
- sur le *versant français*, à la suite de E. Haug et encore récemment (cf. cartes géologiques à 1/50000), Argovien, Rauracien et Séquanien sont traités sinon comme des étages, au moins comme des séries successives, longtemps même assimilées chacune à une zone d'ammonites. Au moins pour les faciès de bassin (à ammonites) ce Séquanien ne correspond qu'à une partie du Séquanien tel qu'il était en usage en Suisse. Mais déjà CHOFFAT (1885a, b), ROLLIER (1893), plus récemment CAIRE (1953), BEAUVAIS (1964), ENAY (1966), à partir d'études de terrain, décrivent un passage latéral entre les faciès argoviens et des séries carbonatées de plate-forme ... qui ne seraient pas alors «rauraciennes» (au sens de HAUG); le faciès coralligène de l'Argovien (= Glypticien ou Glypticien inférieur) et le Rauracien coralligène (= Rauracien st.s. ou Glypticien supérieur), seraient réunis en une seule masse dans le domaine franc-comtois, alors qu'ils seraient séparés par des niveaux à faciès argovien (= calcaires hydrauliques) dans la région doloise au nord-ouest et sur le faisceau salinois au sud-est.

L'essai de L. Glangeaud (1947)

Parmi les tentatives nombreuses pour éliminer ces contradictions, l'essai de L. Glangeaud mérite plus qu'une citation.

Pas tellement, bien sûr, pour sa proposition de remplacer la trilogie Argovien, Rauracien, Séquanien par trois autres termes: Lusitanien I, II et III, toujours successifs selon le schéma de E. Haug! La migration des récifs du nord-ouest vers le sud-est expliquerait leur présence dans son Lusitanien I (= Argovien) dans la Haute-Saône et dans son Lusitanien II (= Rauracien) dans le Jura suisse. Nous verrons plus loin le rôle joué par ce «modèle» qui reste à la base de tous les schémas proposés depuis ROLLIER.

Surtout, le premier avec BONTE (1944, 1947), il a reconnu l'importance des *apports terrigènes dans le Séquanien* (= Lusitanien III) et l'existence d'indices d'émersion, même si leur interprétation n'est pas satisfaisante. Ainsi, les marnes rouges continentales à végétaux et dinosauriens de Damparis sont expliquées par des «îlots émergés», ce qui ne cadre pas avec le caractère équilibré de l'association à dinosaures pour laquelle un vaste arrière-pays est nécessaire (cf. ENAY 1980). Cet «événement» ne sera redécouvert que près de vingt ans après, indépendamment et sans que soient établies de relations, dans le Jura suisse (ZIEGLER 1962) où BOLLIGER & BURRI l'utiliseront pour leurs nouvelles corrélations, dans le Jura méridional (ENAY 1966) et en Aquitaine (BOURROULLEC & DELOFFRE 1973), avant de faire l'objet d'un essai de synthèse (BULLE et al. 1968; ENAY 1980).

L. Glangeaud montre aussi l'«existence d'une organisation séquentielle» (il disait alors «cycle sédimentaire») avec deux grands «cycles» qui ne sont autres que les deux séquences reconnues depuis dans l'Oxfordien du Jura méridional (ENAY 1966):

- la première est terminée par les niveaux à coraux du Lusitanien I (= Argovien coralligène) qui, à Roche-sur-Vannon (cf. GLANGEAUD & POISOT 1947), ont livré *Gregoryceras transversarium* (figuré in BEAUVAIS 1964, pl. 5, fig. 1).

- La deuxième correspond, pour l'essentiel, au Séquanien (ou Lusitanien III), mais prisonnier de la division tripartite héritée de E. Haug et des corrélations avec les séries helvétiques, L. Glangeaud conserve un terme intermédiaire (Lusitanien II ou Rauracien), pour les calcaires lithographiques sous-jacents aux Marnes à astartes séquaniennes.

L'interprétation de ces niveaux a toujours embarrassé les auteurs qui, souvent, les attribuent au Séquanien (= Séquanien inférieur Auctorum). Ils sont d'ailleurs mis par L. Glangeaud dans la deuxième séquence avec son Lusitanien III ou Séquanien. C'est là qu'apparaissent – dans cet ensemble essentiellement carbonaté – les premiers apports terrigènes, associés à des indices d'émersion: végétaux, vertébrés terrestres, fentes de retrait (= banc prismatique). Pour nous, ils marquent la fin de la première séquence oxfordienne.

La même incertitude est exprimée pour le Jura suisse dans le travail récent de GYGI & PERSOZ (1986): ces auteurs admettent 3 séquences, mais reconnaissent (p. 444) que le terme inférieur de la deuxième séquence (2 a) pourrait tout aussi bien représenter le terme final de la première séquence dont la limite supérieure est difficile à tracer.

L'âge du Séquanien-type

Dans sa région-type, le Séquanien n'a pas encore été daté sûrement. Il a été longtemps attribué, en totalité ou seulement pour une part, au Kimméridgien, par référence à l'âge des séries dites séquaniennes en faciès bassin (= Séquanien supérieur en Suisse) qui

livrent des faunes d'ammonites du Kimméridgien sur la bordure sud-est de la chaîne, du Mont Tendre (canton de Vaud) à l'Ile Crémieu (Isère). La présence dans les Marnes à astartes d'*Alveosepta jaccardi*, supposé apparaître seulement avec le Kimméridgien, était un autre argument, mais on sait maintenant que l'espèce apparaît plus tôt.

Après que les premières ammonites du Kimméridgien inférieur élevé aient été décrites au toit des calcaires fins du Séquanien (supérieur), dans les Calcaires et marnes à ptérocères de la Haute-Saône (CONTINI 1972b; CONTINI & HANTZPERGUE 1975) et du Jura septentrional, dans la région de Montbéliard (CONTINI & HANTZPERGUE 1973), il devenait difficile de tenir cet âge Kimméridgien pour tout le Séquanien. De plus en plus, les travaux récents attribuent à l'Oxfordien, surtout supérieur, une partie au moins du Séquanien. Mais, pas plus que dans le Jura suisse, où les mêmes faciès existent, les âges admis ne sont jamais basés sur des datations directes à partir de faunes.

Pour la première fois, des ammonites provenant de plusieurs niveaux séquaniens, depuis la Haute-Saône et Dole jusque dans la région de Maîche–Damprichard, permettent d'avancer des âges fiables pour le Séquanien-type.

Ce travail était terminé et déjà soumis pour lecture quand a paru l'étude réalisée parallèlement et de façon totalement indépendante par GYGI & PERSOZ (1986) sur les corrélations dans l'Oxfordien du Jura suisse à partir des données lithostratigraphiques, en particulier minéralo-stratigraphiques, et biostratigraphiques. Dans la nouvelle version du texte, nous avons tenu compte de ce travail, par des commentaires ajoutés au texte original, en veillant à ne pas modifier celui-ci de façon essentielle, en particulier sur les différences d'interprétation ou les points de désaccord entre les interprétations proposées.

2. Le Séquanien dans sa région-type

2.1 Historique

MARCOU (1848) a employé pour la première fois le terme de «groupe séquanien» pour désigner les formations comprises entre les formations coralliennes et les formations kimméridgiennes dans le Jurassique supérieur du Jura septentrional.

Beaucoup d'auteurs ont considéré que la coupe-type donnée par J. Marcou pour définir le Séquanien était située entre Pagnoz et Aiglepierre près de Salins (Jura). En fait, J. Marcou décrit cette coupe pour illustrer toutes les formations calcaires du Jurassique supérieur, depuis le groupe corallien jusqu'au groupe portlandien.

En 1856, J. Marcou modifie sa nomenclature et précise la description des formations: il retient la région de Pagnoz-la-Chapelle pour définir les formations du groupe corallien et choisit la région bisontine pour définir les formations séquaniennes qu'il baptise alors «groupe de Besançon» et dans lequel il distingue deux formations:

- à la base les Marnes de Besançon = marnes séquaniennes (MARCOU 1848)
- au sommet les Calcaires de Besançon = calcaires séquaniens.

Si dans la région salinoise les marnes séquaniennes n'apparaissent que quelques mètres au-dessus du «Corallien», il n'en est pas de même plus au Nord dans les régions de Besançon, de Montbéliard et de Belfort, ainsi qu'en Haute-Saône où s'intercalent, entre les formations coralliennes et les marnes séquaniennes, plus de 20 m de calcaires fins.

C'est pour cette raison que la plupart des auteurs ayant travaillé dans le Jura septentrional ont distingué trois grandes subdivisions dans les couches comprises entre le Corallien et le Kimméridgien et qu'ils baptisent fréquemment Astartien inférieur, Astartien moyen et Astartien supérieur (THIRRIA 1833, CONTEJEAN 1858, PARIZOT 1863, GIRARDOT 1896, 1922).

A la suite de la synthèse de GIRARDOT, ces trois subdivisions ont été utilisées sur les cartes géologiques à 1/80000 et à 1/50000. En particulier sur les cartes à 1/50000 de Baume-les-Dames, de Besançon, de Montbéliard, d'Ornans et de Vercel, elles sont désignées sous les noms de: Séquanien inférieur (J 7 a), Séquanien moyen (J 7 b) et Séquanien supérieur (J 7 c).

Nous allons reprendre la définition de toutes les formations franc-comtoises qui ont été rangées sous le nom de Séquanien, même si elles n'appartiennent pas au «groupe séquanien» de MARCOU (1848).

2.2 Description des formations du «Séquanien»

2.2.1 La formation de Clerval

Synonymie – Astartien inférieur, GIRARDOT (1896)
– Séquanien inférieur des cartes géologiques

La formation est bien développée et bien visible dans la région située entre Clerval et Montbéliard; de nombreux affleurements permettent son étude, soit dans des carrières, soit en bordures de routes entre Clerval et Rang, à l'Isle-sur-le-Doubs, à Longevelle, à Saint-Maurice, à Ecot, et dans les environs de Montbéliard. La coupe la plus accessible et qui semble la plus complète est celle située en bordure de la route de Clerval à Rang (LAFFLY 1973, fig. Se 2). La description des quelques coupes situées entre Clerval et Montbéliard est donnée en annexe (fig. 1). La formation comprend deux unités (= membres) qui ont été distinguées par CONTEJEAN (1858) sous les noms de Calcaires à Astartes et de Calcaires à Natices.

A. Les Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs

Synonymie Calcaires à Astartes, CONTEJEAN (1858)

Pour décrire cette unité, CONTEJEAN a pris comme type la coupe de la côte de l'Isle-sur-le-Doubs, située sur la route d'Etrappe, à la sortie de l'Isle. Elle est actuellement partiellement masquée par la végétation, mais cette unité est visible dans une carrière ouverte à l'entrée sud-ouest de Longevelle à l'est de l'Isle.

Dans la région-type, les Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs comprennent une quinzaine de mètres de calcaires en bancs réguliers, épais de 0,30 à 3 m. La stratification plane parallèle est soulignée par de nombreux joints stylolithiques.

Ce sont des micrites blanches, d'aspect parfois crayeux, ce qui rend certains bancs très gélifs. Les bancs inférieurs renferment souvent des oncoïdes algaires. La base de l'unité est parfois soulignée par un niveau de marnes gris-noir, comme vers Dambelin.

Les fossiles, assez rares, sont tous des lamellibranches: astartes, petites huîtres, trigonies, rares moules et cardium. Les plus fréquents étant les astartes qui forment des populations monospécifiques à grand nombre d'individus.

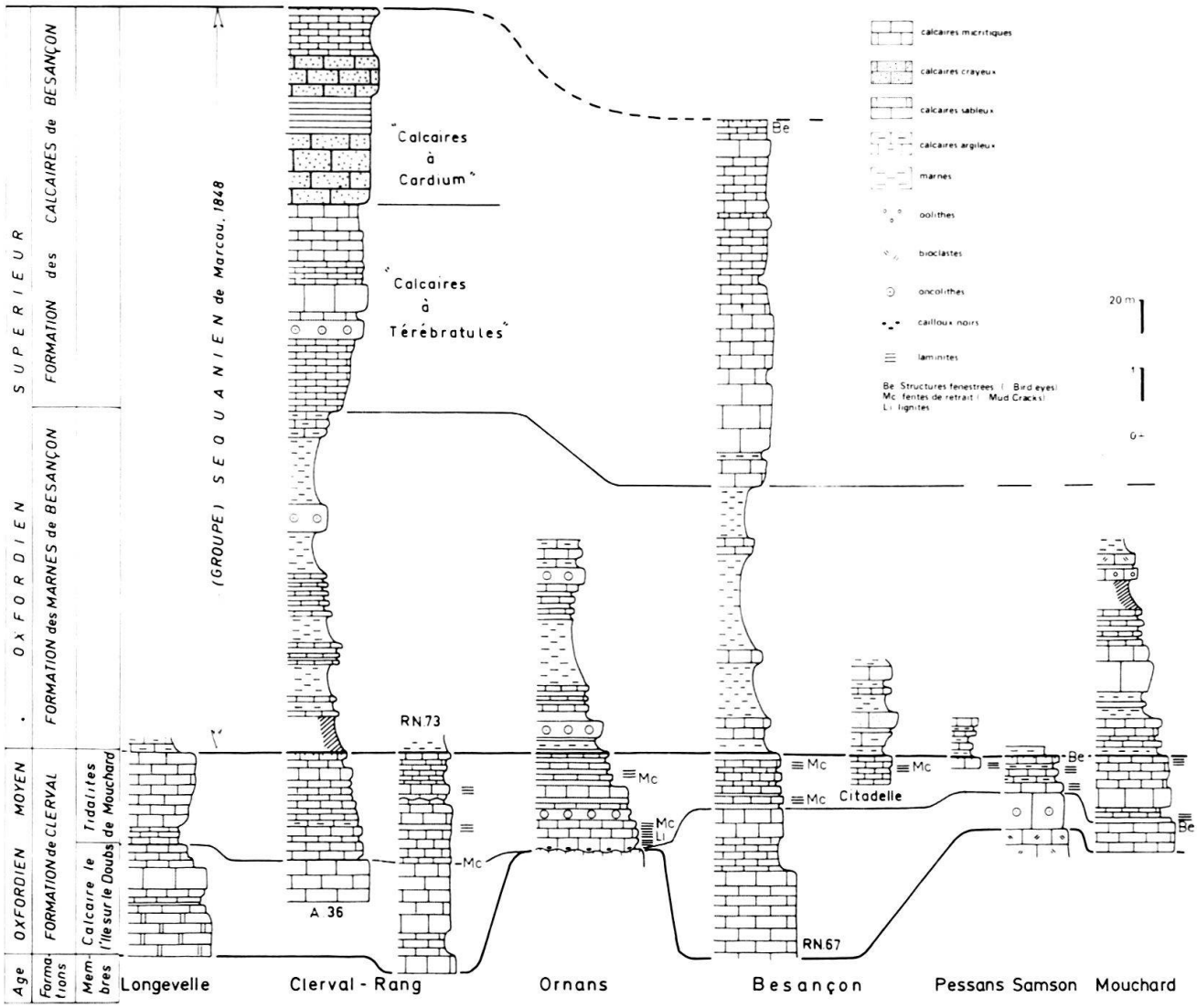


Fig. 1. Coupes du «Séquanien» dans la région-type: unités lithostratigraphiques et leur âge, extension du «Séquanien type (= Groupe) de MARCOU», 1848.

Cette unité, inexistante à Ornans, très réduite vers Dole et dans la région salinoise (quelques mètres à Mouchard et à Samson) atteint son maximum d'épaisseur (25 m) dans la région bisontine; elle est bien développée, comme nous l'avons vu précédemment entre Clerval et Montbéliard (de 15 à 17 m), mais également plus au nord vers Belfort; vers l'ouest en Haute-Saône et vers l'est elle atteint encore une dizaine de mètres près de Damprichard à Surmont (DUBOZ 1979).

Les Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs débutent parfois par un niveau lenticulaire de marnes noires: ces lentilles marneuses, ainsi que les premiers bancs calcaires, peuvent renfermer des débris de végétaux terrestres et d'eau douce: characées, Zamites, Brachyphyllum, comme à Charbonnières (BULLE ET al. 1968), Hyemondans, Besançon-Bregille et Grattery (CONTINI 1972).

C'est également à la base de ce membre, très réduite à cet endroit, que se situe la lentille renfermant des restes de dinosauriens et de plantes continentales découverts dans la carrière Solvay à Damparis (DREYFUSS 1934). Mais souvent, il n'y a pas de disconti-

nuité entre les calcaires oolithiques sous-jacents dits «rauraciens» et les Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs; c'est pourquoi MARCOU (1848–1860) ne les distinguait pas du groupe corallien et THURMANN (1859) les rangeait au sommet de l'Epicorallien.

L'âge peut être précisé par quelques rares ammonites: A Roche-sur-Vannon (Haute-Saône) le sommet du «Rauracien» a livré à M. Poisot un *Gregoryceras* de l'Oxfordien moyen (GLANGEAUD 1947; BEAUVAIS 1964). A Besançon-Bregille, P. Cailleteau a récolté dans les Calcaires de l'Isle *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae* et *P. (Dichotomosphinctes)* cf. *bifurcatoïdes* ENAY, ce qui permet de ranger ce membre au sommet de la zonne à Transversarium, donc au sommet de l'Oxfordien moyen. Cet âge est également confirmé par la présence de *Juralina bauhini* (ET.) dans la région de Damprichard (DUBOZ 1979).

B. Les Tidalites de Mouchard

Synonymie Calcaires à Natices, CONTEJEAN (1858)

Ce membre est bien développé et entièrement visible à l'entrée nord de la déviation de Mouchard sur la RN 83, où son épaisseur atteint 12 m (fig. 1). Elle est constituée de bancs calcaires à stratification plane parallèle, finement laminés, en calcaire pratiquement pur et avec un certain pourcentage de marnes. Dans certains bancs la bioturbation est plus ou moins développée jusqu'à faire disparaître complètement la lamination et même donner un aspect bréchique au calcaire. La surface supérieure est rubéfiée. Non loin de Mouchard, à Samson, la même série, dont l'épaisseur se réduit à 5,50 m seulement, se termine par un banc à structures fenestrées dont la surface taraudée supporte les «Marnes de Besançon».

Cette unité, plus constante que la précédente, est visible dans tous les profils situés au nord du faisceau salinois. Sa puissance est très variable d'une coupe à l'autre: elle atteint 14 m à Ornans, tombe à 7 m dans les environs de Besançon, passe par un maximum de 20 m à Clerval, pour redescendre à 10 m vers Ecot; elle n'atteint pas tout à fait 10 m à Damparis, près de Dole.

Les Tidalites de Mouchard renferment de nombreux indices d'émersion; des fentes de dessiccation à Ornans, Besançon (bancs prismatiques des géologues bisontins), Clerval et Ecot, ainsi que des structures fenestrées. Il faut également signaler qu'à Ornans le membre débute par une brèche à cailloux noirs et les premiers niveaux laminés renferment des lentilles de lignite. A Besançon, le sommet des Tidalites de Mouchard contient des tiges et des fructifications de Characées (BULLE et al. 1968).

Enfin, c'est dans cette unité qu'apparaissent les premières arrivées terrigènes sur la plate-forme carbonatée «rauracienne», sous forme de très fins grains de quartz et d'argile.

Ce membre n'a livré aucune ammonite et il est peu probable qu'il en renferme; il est par conséquent difficile de dire s'il se place au sommet de la zone à Transversarium ou à la base de la zone à Bifurcatus. Mais dans les régions de «plates-formes carbonatées», il forme le sommet de la première séquence lithoclinale oxfordienne qui, dans les régions de «bassins», se termine au sommet de la zone à Transversarium.

C. Conclusion

Les deux membres de la formation de Clerval renfermant de nombreux indices d'émersion (fentes de retrait, structures fenestrées, restes de végétaux et d'animaux continentaux), sont les témoins de la formation d'un lagon protégé à la fin de la première séquence oxfordienne, lagon très peu profond où s'accumulait une boue carbonatée fine qui arrivait à fleur d'eau et même affleurait par endroits pour former de petits îlots sur lesquels se développaient des plantes et des animaux terrestres.

2.2.2 Les formations des Marnes de Besançon et des Calcaires de Besançon

Synonymie
- Groupe séquanien, MARCOU (1848)
- Groupe de Besançon, MARCOU (1856)

Ce groupe de formations est bien représenté dans la région bisontine où il forme la deuxième séquence lithoclinale oxfordienne en domaine de plate-forme carbonatée; il comprend une formation essentiellement marneuse à la base et une formation calcaire au sommet qui constituent le groupe «Séquanien» au sens de MARCOU (1848).

A. Les Marnes de Besançon (MARCOU 1856)

Synonymie
- Marnes à astartes, THIRRIA (1833), GRENIER (1843), BOYE (1844), CONTEJEAN (1858)
- Marnes séquaniennes, MARCOU (1848)
- Marnes de Besançon, MARCOU (1856)
- Astartien moyen, GIRARDOT (1896, 1922)
- Séquanien moyen des cartes géologiques

Une coupe complète de cette formation était visible à la sortie sud-est de Besançon, en bordure de la RN 67 (fig. 1). Elle est actuellement partiellement masquée par la végétation. Une description détaillée des microfaciès de presque toute la formation a été donnée par BULLE & ROLLET (1960).

A Besançon, l'épaisseur de cette formation atteint 35 à 40 m. La limite inférieure est parfois difficile à trouver, car le sommet des Tidalites de Mouchard renferme des niveaux marneux. Mais il y a cependant un changement de sédimentation dans toutes les régions: augmentation du matériel terrigène (quartz et argiles) et apparition d'une faune benthique qui avait pratiquement disparu dans les tidalites. A la sortie de Besançon, en bordure de la N 67, le dernier banc laminé à fentes de dessiccation est surmonté par 0,30 m de calcaires à structures œillées coiffés d'une surface rouille sur laquelle reposent 5,50 m de calcaire argileux à la base, renfermant de fins grains de quartz. Le long de la route montant à la Citadelle, 1,50 m au-dessus du dernier banc laminé (banc «polyédrique»), les calcaires argileux débutent par un niveau à petites térébratules et sont sableux sur environ 5 m d'épaisseur. Au-dessus, se dépose une série essentiellement marneuse, comprenant:

- 10 m renfermant de petites bancs calcaires tantôt bioclastiques avec de nombreux débris de lamellibranches et de gastéropodes, tantôt micritiques avec des foraminifères (*Alveosepta*).
- 2 m de calcaire plus résistant forment un ressaut: c'est un calcaire bioclastique à débris de lamellibranches, de brachiopodes, de crinoïdes et même de polypiers. Les débris sont enrobés par des structures oncolithiques à nubéculaires.
- 14 m de marnes avec de petits bancs calcaires à nombreuses *Alveosepta*.

- 2 m à 2,50 m où les bancs calcaires sont plus épais, plus riches en quartz et en grands foraminifères.
- enfin la série se termine par 8 à 10 m de marnes avec de petits bancs de calcaire micritique.

Il faut noter dans cette formation la présence de fins grains de quartz et de quelques niveaux glauconieux.

Dans le nord de la Franche-Comté, de Salins à Belfort, l'épaisseur des Marnes de Besançon varie entre 30 m et 50 m. Le maximum d'épaisseur ayant été observé dans la région de Clerval où elles sont formées d'une succession de séquences débutant par des marnes et se terminant par des calcaires bioturbés à nombreux terriers et dont l'épaisseur varie de 6 m à 14 m; à 14 m du sommet de cette formation, se trouvent 3,50 m de calcaire bioclastique à oncoïdes.

A Ornans (fig. 1), la formation débute par 10 m de calcaires argilo-sableux, renfermant des débris de coquilles et des oncoïdes à nubéculaires riches en petites huîtres et en phasianelles. A 25 m de la base, se trouve un banc épais de 1,50 m de calcaire bioclastique à oncoïdes algaires.

La même succession s'observe dans le faisceau salinois et dans la région de Dampri-chard où les Marnes de Besançon comprennent de bas en haut:

- 5 à 10 m de calcaires argilo-sableux à nombreux gastéropodes et lamellibranches: *Phasianella, Natica, Trigonia* et petites huîtres.
- 10 m de marnes à astartes et *Alveosepta*.
- Un banc de calcaire bioclastique à oncoïdes.
- 10 m de marnes et de calcaires marneux.

En direction nord-ouest, en Haute-Saône, les bancs calcaires prennent de l'importance et se chargent d'oncoïdes à nubéculaires de petite taille. Sur les cartes géologiques de Port-sur-Saône, Gray et Champlitte, il existe au moins deux niveaux calcaires à oncoïdes: l'un situé à la partie inférieure des marnes et l'autre dans la partie supérieure. A l'ouest d'Autrey-les-Gray et de Champlitte, les niveaux marneux sont réduits et, de ce fait, la formation n'apparaît plus dans la morphologie.

Le même phénomène se produit dans la région de Dole où l'on observe la succession suivant (BOULLIER et al. 1975):

- la base est formée par un petit niveau de calcaire marneux à *Perisphinctes (Ampthillia)* cf. *quadratus* ENAY.
- 12 m de calcaires à petits bioclastes roulés et oncoïdes algaires.
- Quelques centimètres de marnes.
- 5 m de calcaire oolithique à nérinées.
- 1 m de calcaires argileux à oncoïdes.
- 3 m de calcaires argileux à *Zeilleria astartina*.
- 6,50 m de calcaire à bioclastes roulés, terminé par une surface perforée.
- 10 m de marnes avec quelques bancs calcaires renfermant parfois des polypiers.

Les faciès de la région de Dole indiquent un milieu plus agité que dans le reste de la Franche-Comté. Cette tendance s'accentue encore davantage plus à l'ouest dans la région de Beaune.

En directions sud et sud-est, des faciès identiques aux Marnes de Besançon existent au sud du faisceau salinois, entre Lons et Champagnole, et dans la région de Boujailles où certains bancs calcaires renferment des polypiers.

Bien que plus variée que dans les niveaux sous-jacents, la faune est relativement pauvre en nombre d'espèces, mais certains bancs sont très riches en individus de la même

espèce. Ces colonies monospécifiques sont formées soit d'astartes, soit d'*Alveosepta jaccardi*.

La différence avec les Tidalites de Mouchard est cependant nette, car dès la base, on y trouve:

- des brachiopodes: térébratules, zeilleries
- des lamellibranches: astartes, trigonies et de petites pholadomyes
- des gastéropodes: phasianelles, natices
- des foraminifères de grande taille: *Alveosepta jaccardi*
- et plus rarement des crinoïdes, de petits échinides et des polypiers.

Des ammonites proviennent de la base de cette formation: *Perisphinctes* cf. *panthieri* ENAY à Samson et Etalans; *Perisphinctes* cf. *stenocycloides* SIEM. à Pessans, Samson et Etalans; *P. (Ampthillia)* cf. *quadratus* ENAY à Damparis près de Dole. Elles sont caractéristiques de la zone à Bifurcatus de la base de l'Oxfordien supérieur.

Le sommet des marnes de Besançon est daté à Mamirolle par *Orthosphinctes (Lithacosphinctes)* n. sp. aff. *westburyensis* qui indique la zone à Bimammatum. Les Marnes de Besançon représentent donc la base de l'Oxfordien supérieur; elles débutent dans la zone à Bifurcatus et se poursuivent dans la zone à Bimammatum.

B. Les Calcaires de Besançon (MARCOU 1856)

Synonymie
- Calcaires à astartes, GRENIER (1843), BOYE (1844)
- Calcaires séquaniens, MARCOU (1848)
- Calcaires de Besançon, MARCOU (1856)
- Calcaires à térébratules et calcaires à Cardium, CONTEJEAN (1858)
- Astartien supérieur, GIRARDOT (1896, 1922)
- Séquanien supérieur des cartes géologiques

A la sortie sud-est de Besançon, en bordure de la RN 67, sur le flanc sud de l'anticlinal de la Citadelle, les Marnes de Besançon sont surmontées par 55 m de calcaires micritiques à stratifications planes parallèles. Les bancs de la partie supérieure, très bioturbés, contiennent des terriers de type thalassinoïdes. Quelques bancs, dont le dernier, renferment des indices d'émersion (terriers ouverts, structures fenestrées).

L'épaisseur de cette formation varierait, d'après A. Girardot, entre 28 et 74 m. D'après des observations personnelles, l'épaisseur maximale de la formation se mesure dans la région située entre Besançon et Clerval où elle varie de 55 à 60 m.

A l'est de Clerval et jusque dans les régions de Belfort, Montbéliard et Damprichard, il est possible de distinguer deux faciès superposés bien décrits par CONTEJEAN (1858) sous les noms de «calcaire à térébratules» et de «calcaire à Cardium». Entre Clerval et Rang (coupe de l'autoroute A 36), les «calcaires à tétébratules» sont formés par 30 m de calcaires fins en bancs réguliers à stratification plane parallèle renfermant, dans la partie moyenne des bancs à oncoïdes algaires, des terriers et un niveau à structures fenestrées. Il est possible de ranger dans les «calcaires à Cardium» les 29 m supérieurs formés par deux niveaux de calcaires blancs crayeux en blancs massifs séparés par des calcaires fins en petits bancs. La formation se termine par un banc riche en terriers ouverts et dont la surface supérieure perforée est couverte d'huîtres.

Alors que les calcaires fins sont très pauvres en faune (des zeilleries et quelques lamellibranches) la faune des calcaires crayeux à Cardium est beaucoup plus riche et plus

diversifiée (nérinées, Cardium, huîtres et même polypiers par endroits). Ce dernier faciès disparaît en direction sud dans la région de Vercel et en direction ouest en Haute-Saône.

Vers l'ouest, en Haute-Saône, l'épaisseur de la formation diminue et les bancs, très bioturbés, sont riches en pistes et en terriers comme à Fresne-St-Mamès. Plus à l'ouest encore, sur les feuilles de Gray et de Champlitte, on observe dans les calcaires micritiques des intercalations de calcaires oolithiques et oncolithiques qui étaient exploités auparavant dans les anciennes carrières d'Autrey-les-Gray. Ces niveaux plus agités annoncent la Pierre d'Is-sur-Tille qui se trouve plus à l'ouest. Vers le sud et le sud-est, cette formation s'étend au-delà du faisceau salinois, mais elle se charge en bioclastes pour passer progressivement aux Couches du Morillon vers Champagnole (ENAY 1966).

La faune des Calcaires de Besançon est pauvre, mais les bioturbations fréquentes. Les niveaux les plus riches sont les calcaires à Cardium de la région de Montbéliard dont la faune est décrite par CONTEJEAN (1858). Une seule ammonite a été récoltée dans cette formation (DUBOZ 1979); rapprochée du genre *Idoceras*, elle permet de dire que la zone à Planula est représentée dans les Calcaires de Besançon, mais ces derniers peuvent englober la base du Kimméridgien, car les premières ammonites récoltées dans les Calcaires de Chargey sus-jacents indiquent un âge Kimméridgien inférieur élevé (zone à Hypcelocyclum).

La discontinuité sédimentaire entre les Calcaires de Besançon et les Calcaires de Chargey est très nette en Haute-Saône, mais dans la région de Montbéliard, le changement de sédimentation est beaucoup plus progressif. Il est difficile de dire s'il y a une lacune sédimentaire importante entre les deux formations.

2.3 Faunes (ammonites, brachiopodes) et âge

La faune des assises séquaniennes compte des brachiopodes, nettement dominants, des bivalves, des gastéropodes, des crinoïdes et quelques ammonites.

- les bivalves sont surtout représentés par *Mytilus jurensis* MERIAN, *Ostrea dubiensis* CONTEJEAN, *Nanogyra nana* (SOW.) = *Exogyra bruntrutana* TH., *Astarte supracorallina* D'ORB. = *A. minima* AUCT. et *Lucina substriata* ROEM.
- les gastéropodes sont dominés par *Natica dubia* ROEM.
- les crinoïdes sont constitués par des fragments de tiges et de thèques d'*Apiocrinus meriani* DESOR.

Il a été récolté également des tests de *Stomechinus*.

On y trouve aussi des traces variées *(Thalassinoïdes, Rhizocorallium)* qui traduisent une intense activité biologique d'organismes non fossilisés.

Les foraminifères sont également nombreux, en particulier *Alveosepta jaccardi* qui a longtemps «justifié» l'âge Kimméridgien donné à la formation des Marnes à astartes (= Marnes de Besançon).

Les deux groupes étudiés ne sont pas les plus fréquents, en particulier les ammonites, mais ils sont actuellement les seuls réellement utilisables pour les corrélations et la datation.

2.3.1 Ammonites

Le matériel séquanien réuni n'est pas très abondant, mais suffisant pour étayer valablement les âges proposés. Ne seront décrites avec quelque détail que les pièces ayant un intérêt plus large que la seule datation. Les autres formes seront seulement illustrées à l'appui de la détermination retenue.

Les espèces reconnues avec leur localisation géographique sont les suivantes:

	Haute Saône	Dole	Besançon Quingey	Maîche St-Hippolyte
Idoceras sp.				+
Orthosphinctes (Pseudorthosph.) suevicus (SIEM.)	+			
Orthosphinctes (Lithacosphinctes) n.sp. aff. *westburyensis* (ARK.)			+	
Perisphinctes (Perisphinctes) cf. *panthieri* ENAY			+	
Perisphinctes (Ampthillia) cf. *quadratus* ENAY		+		
Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoides ENAY				+
Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. *stenocycloides* SIEM.			+	

A. Les formes du groupe de Clerval = Séquanien inférieur Auctorum, non MARCOU

Dans la région-type, à la suite de M. Dreyfuss (DREYFUSS et al. 1964) de nombreux auteurs (cf. CONTINI & ROLLET 1971; CONTINI 1972a, 1975; BOULLIER et al. 1975) ont attribué au Séquanien inférieur les niveaux qui terminent la série carbonatée sous les Marnes de Besançon = marnes séquaniennes.

– A Besançon-Brégille, P. Cailleteau a récolté plusieurs fragments ou empreintes de conservation assez fruste et difficilement déterminables, à l'exception de deux pièces qui sont sans doute celles rapprochées par CONTINI (1972, p. 20) de *Idoceras laxevolutum* (FONT.) et *I. planula gigas* (QU.).

Le premier exemplaire (pl. 1, fig. 2) évoque effectivement les formes du genre *Idoceras* et plus particulièrement *I. tonnerrense* (DE LOR.), chez qui le sillon ou le chevron ventral n'est pas toujours présent ou bien marqué. Le fort sinus ventral, surtout net dans la partie du tour précédant la constriction, évoque aussi le groupe de *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae* et c'est la détermination qui sera retenue. L'enroulement lent, la hauteur et la forme de la section du tour ne s'opposent pas à ce choix.

Le deuxième exemplaire de Brégille comprend un fragment d'un peu plus d'un demi-tour et son empreinte qui a permis d'obtenir un moulage meilleur que le moule interne naturel (pl. 2, fig. 1). La déformation paraît moins grande que pour le moule naturel et on ne peut lui attribuer la position relativement basse des bifurcations, ce qui éloigne cette forme de tous les *Dichotomosphinctes* de l'Oxfordien moyen, sauf peut-être certains variants de *P. (D) elisabethae* (DE RIAZ).

Par la forme de la section, le relief aigu des côtes et l'enroulement, il rappelle aussi beaucoup certains variants de *Per. (Dichotomoceras) bifurcatoides* ENAY (cf. ENAY 1966, pl. 32, fig. 1 et 4). Ces formes, surtout fréquentes dans la zone à Bifurcatus, sont déjà présentes dans les niveaux les plus élevés (sous-zone à Schilli) de la zone à Parandieri (cf.

ENAY 1966, p. 173, 175 et 258). En effet, les populations qui réunissent les différentes «espèces» centrées autour de *Per. (Dichotomosphinctes) wartae* donnent naissance aux *Dichotomoceras* parmi lesquels on retrouve la même variabilité entre les différentes «espèces».

– Deux autres formes, une des environs de Dole, l'autre de Volon (Haute-Saône) sont données du Séquanien inférieur, mais cette attribution n'implique pas nécessairement une réelle équivalence avec le niveau précédent. Ces formes sont manifestement plus récentes que la faune du Séquanien inférieur de Bregille et proviennent probablement des Marnes de Besançon ou de leur équivalent latéral. Elles seront décrites plus loin.

B. Les Perisphinctidés du Séquanien st. s.

Ils se répartissent en trois ensembles bien distincts correspondant aux trois grands genres qui se succèdent au cours de l'Oxfordien: *Perisphinctes, Orthosphinctes* et *Idoceras*.

Genre *Perisphinctes* WAAGEN 1869

A l'exception de l'exemplaire de la carrière Solvay près de Dole, le matériel comprend des individus souvent incomplets et fragmentaires de détermination difficile ou approchée. L'ensemble est homogène, d'autant que la diversité systématique actuelle est la conséquence de la prise en compte du dimorphisme d'une part, de la mauvaise connaissance de la phylogenèse d'autre part.

Ainsi, parmi les macroconques, *Ampthillia* a été séparé de *Perisphinctes* st. s. sur le seul caractère (cf. ENAY 1966, p. 400) du «télescopage» du stade à côtes modifiées, normalement bien développées sur la loge d'habitation des adultes. En conséquence, les divisions et les côtes secondaires persistent chez *Ampthillia* jusqu'à l'apparition des côtes gérontiques. Ces caractères sont surtout marqués chez le type et la plus petite des deux formes jurassiennes attribuées au genre, *P. (A). quadratus* ENAY qui ne dépasse pas 260 mm. Déjà, chez *P. (A.) eucostatus* ENAY de plus grande taille (320–330 mm), les différences avec *Perisphinctes* st. s. sont moins tranchées, bien que les côtes cunéiformes manquent aussi.

Cette modification de l'ontogenèse paraît bien liée à la diminution de la taille adulte qui affecte les populations de *Perisphinctes* au cours de l'Oxfordien supérieur, non seulement les macroconques, mais aussi les microconques. La nécessité d'une séparation sous-générique pour ces formes n'apparaît plus aussi évidente, encore qu'elle permet de traduire une tendance évolutive particulière, puisque la diminution de la taille n'entraîne pas nécessairement la disparition du stade cunéiforme chez tous les périsphinctidés macroconques.

Tous les microconques sont des *Dichotomoceras*, sous-genre dimorphe des *Perisphinctes* st.s. et *Ampthillia* de l'Oxfordien supérieur. Les équivalents microconques des *Perisphinctes* st.s. de l'Oxfordien moyen (groupe de *P. parandieri-martelli*) sont placés dans le sous-genre *Dichotomosphinctes* qui inclut aussi les microconques probables (= groupe de *P. antecedens*) des *Arisphinctes* macroconques.

L'application à cette systématique des concepts biologiques devrait conduire normalement à unifier les formes actuellement distinguées par des sous-genres au sein d'un

nombre limité de taxons regroupant macroconques et microconques qui traduirait mieux l'évolution de ces formes au cours de l'Oxfordien moyen et supérieur.

Pour les microconques, outre le passage des *Dichotomosphinctes* du groupe *wartae* (incluant les «espèces» *wartaeformis, marnesiae, luciae, luciaeformis* ...) aux *Dichotomoceras,* déjà amorcé dès les derniers niveaux de la zone à Parandieri (sous-zone à Schilli) et réalisé à la base de la zone à Bifurcatus, leur évolution se traduit aussi par la diminution de taille adulte parallèle à celle qui affecte les macroconques. La possibilité d'obtenir plus facilement des populations relativement nombreuses sinon abondantes, montre à l'évidence une dérive anagénétique au travers de populations successives affectées d'une large variabilité intraspécifique.

Ainsi, les formes de taille relativement grande *(P. stenocycloides, P. bifurcatoides),* encore proches des populations ancestrales du groupe de *P. wartae,* sont plus nombreuses dans les niveaux inférieurs de la zone à Bifurcatus (= sous-zone à Stenocycloides), tandis que dans la partie supérieure (= sous-zone à Grossouvrei), ces formes sont moins fréquentes au sein des populations dominées par des formes de taille plus petite, souvent à costulation très aiguë *(P. bifurcatus, P. grossouvrei, P. crassus)* avec des morphotypes d'où sera issu, à la base de la zone à Bimammatum, le genre *Microbiplices* st.s. et *Prorasenia.*

Perisphinctes (Ampthillia) cf. *quadratus* ENAY

Pl. 2, fig. 2

1966 *Per. (Ampthillia) quadratus* n.sp., ENAY, p. 403, pl. 17, fig. 2
1975 *Ampthillia quadratus* ENAY, BOULLIER et al. p. 60

L'unique exemplaire de la carrièfe Solvay à Damparis près Dole n'est pas aussi bien conservé que le type; en particulier, les tours internes n'ont pu être préparés. Sur le dernier tour, seul bien préservé, l'évolution de l'ornementation est typique des formes attribuées à *Ampthillia* et ses caractères sont bien ceux de l'espèce *quadratus,* malgré la taille un peu plus grande et l'ombilic moins ouvert.

Ces caractères sont également ceux d'un autre exemplaire de l'Oxfordien du Jura, cité seulement dans la partie stratigraphique de la thèse de ENAY (1966, p. 141). Il est figuré ici avec celui de Dole. Ces trois exemplaires permettent une première appréciation de la variabilité de l'espèce et confirment le hiatus qui la sépare de *P. (A.) eucostatus.*

P. (A.) quadratus semble ainsi avoir un développement plus marqué des côtes cunéiformes. Dans l'exemplaire de Chaumont (Jura), figuré ici planche 1, figure 1, dont la taille est voisine de celle du type, elles atteignent la fin du dernier tour, ce qui tend à démontrer qu'il n'a pas atteint son complet développement – les côtes gérontiques manquent – et que la taille définitive serait normalement plus grande et, donc, plus proche de celle de l'exemplaire de Dole (pl. 2, fig. 2).

Carrière Solvay[4])	310 mm	220 mm	90 (0,29)	155 (0,50)	env. 60 côtes
Saint-Claude – F.S.L. – no 79.581	260 mm	?	73 (0,28)	c 130 (0,50)	50

[4]) Les mesures sont données selon l'ordre habituel: diamètre maximal (Dm)/ou diamètre mesuré (D); diamètre du phragmocône (Ph); hauteur du tour (H) et rapport H/D); épaisseur (E) et rapport E/D; diamètre de l'ombilic (O) et rapport O/D. Les nombres de côtes primaires sont donnés à la suite lorsqu'ils correspondent aux mêmes diamètres ou séparément si les diamètres de dénombrements sont différents. F.S.L.: matériel conservé dans les collections du Département des Sciences de la Terre de l'Université Cl. Bernard-Lyon I (ex. Faculté des Sciences).

Pour les exemplaires jurassiens, les différences observées sont sans doute en relation avec leur niveau stratigraphique dans l'Oxfordien supérieur. Le type vient des Couches du Geissberg, à la partie supérieure de la zone à Bifurcatus, tandis que l'exemplaire de Chaumont a été recueilli presque au toit des Couches de Birmensdorf, dans le premier mètre des Couches d'Effingen, à l'extrême base de l'Oxfordien supérieur et de la zone à Bifurcatus.

Les caractères de l'exemplaire de Dole, proche de ce dernier, s'accordent bien avec son gisement dans les niveaux attribués au Séquanien inférieur, au-dessus de la surface durcie terminant une série avec des indices d'influences et d'apports continentaux. C'est à la limite inférieure de ces niveaux que se développait la lentille d'argilites rouges renfermant les célèbres dinosauriens de Damparis et des restes de plantes.

Matériel et répartition: Calcaire graveleux du Séquanien inférieur, carrière Solvay, Damparis, près Dole (Jura) (Coll. SEIGNER). Couches d'Effingen, base (niveau 24), Le Pontet, Chaumont (Jura) (Coll. ENAY, FSL Lyon 79.581 cité in ENAY 1966, p. 141). Couches du Geissberg, tranchée SNCF près du Byolet, à Supt (Jura) (Coll. ENAY, FSL Lyon 75.069 – Holotype figuré in ENAY 1966, p. 403, pl. 17, fig. 2).

Perisphinctes (Perisphinctes) cf. *panthieri* ENAY

Pl. 3, fig. 1

cf. 1966 *Perisphinctes (Perisphinctes) panthieri* n.sp., ENAY, p. 386, pl. 12, fig. 1–3, text. fig. 107–109.

Seule autre grande forme macroconque, l'espèce serait représentée par deux individus fragmentaires.

Un nucléus totalement cloisonné à 120 mm, de Samson (Doubs), laisse voir seulement le dernier tour d'une conservation plutôt fruste. Le type d'enroulement, la section du tour et l'aspect de l'ornementation le rapprochent de *P. (P.) panthieri.* L'involution est trop forte pour en faire un nucléus d'*Ampthillia,* y compris les formes relativement involutes de la base de l'Oxfordien supérieur examinées précédemment.

Un fragment de loge d'habitation avec deux côtes cunéiformes, d'Etalans (Doubs), appartient à une espèce de *Perisphinctes* (st. s.) de petite taille, proche de *P. panthieri.*

Matériel et répartition: Marnes de Besançon, tranchée de la RN 83, Samson, Doubs, coll. CONTINI, Univ. Besançon. Tranchée de la RN 57, Etalans, Doubs. Coll. ENAY, FSL Lyon (160.989).

Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. *stenocycloides* SIEM.

Pl. 1, fig. 4

Plusieurs fragments de conservation assez fruste qui possèdent l'ornementation caractéristique de *Dichotomoceras.* L'attribution à *P. (D). stenocycloides* repose essentiellement sur l'enroulement lent et régulier laissant apparaître un ombilic large et peu profond.

Matériel et répartition: Marnes de Besançon, tranchée de la RN 83, Pessans–Samson, Doubs, 2 ex. (Coll. MARTIN, Univ. Besançon). Tranchée de la déviation de la RN 462, Etalans, Doubs, 1 ex. (Coll. BOULLIER, Univ. Besançon).

Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. *bifurcatoides* ENAY

1966 *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoides* n.sp. ENAY, p. 509, pl. 34, fig. 1–4, text. fig. 155-2, 157

Un unique fragment de tour, très encroûté, qui montre bien l'ornementation typique du sous-genre. Les autres caractères, en particulier la hauteur du tour et le mode d'enroulement, sont en faveur d'un rapprochement de *P. (D.) bifurcatoides*.

Matériel et répartition: Marnes de Besançon, Fessevillers, Doubs, 1 ex. (Coll. P. DUBOZ, Univ. Besançon).

Genre *Orthosphinctes* SCHINDEWOLF 1925

Le matériel est déjà moins abondant avec deux exemplaires seulement représentant les macroconques pour lesquels ont été successivement proposés deux sous-genres: *Pseudorthosphinctes* ENAY 1966, et *Lithacosphinctes* OLORIZ 1978.

Dans son travail récent, ATROPS (1982) consacre un long développement à *Orthosphinctes* qui, concernant les macroconques, est une justification de *Lithacosphinctes* OLORIZ. L'argumentation développée aboutit à affirmer que celui-ci correspond à un grade évolutif au sein de la «lignée» *Orthospinctes* (M). Si on admet la limitation arbitraire de *Pseudorthosphinctes* aux seules formes de la zone à Bimammatum comme le propose ATROPS (1982, p. 122)[5]), les formes étudiées ici doivent entrer dans ce sous-genre. Pour d'autres raisons, *Lithacospinctes* sera retenu pour une de ces deux formes.

Orthosphinctes (Pseudorthosphinctes) albus (QU.)

Pl. 3, fig. 3

1849 *Ammonites triplicatus albus* QUENSTEDT, p. 162, pl. 22, fig. 1
1887 *Ammonites triplicatus albus* QUENSTEDT, p. 294, pl. 100, fig. 8
1966 *Orthospinctes (Pseudorthosphinctes)* sp. ENAY, p. 524, fig. 158, 160-1 et 2, 171-1.
1972 *Perisphinctes (Orthospinctes) polygyratus* (REIN.) in GEYER (1961, pl. 1, fig. 4), CONTINI, p. 20

L'exemplaire déjà cité par CONTINI appartient à la collection POISOT (Univ. Besançon) et il a été récolté à Volon (Haute-Saône).

Cette forme correspond parfaitement à celle figurée par QUENSTEDT, également aux deux individus fragmentaires associés pour illustrer cette espèce dans le Jura méridional (ENAY 1966, fig. 160-1 et 2, 171-1). La taille adulte serait un peu plus grande d'après les diamètres de fin de cloisonnement, et la densité de la costulation – par rapport au type de QUENSTEDT – plus élevée de plus de 5 côtes par tour chez le jeune à moins de 5 côtes à l'âge adulte. La courbe de costulation présente très tôt la même forme en plateau avant la légère retombée finale absente ici, l'individu n'étant pas complet. Il lui manque environ un demi-tour dont la trace est bien visible sur le tour qui précède.

Volon	178 mm	158 mm	48 (0,27)	35 (0,19)	87 (0,50)
	à 100 mm	–	30 (0,30)	–	51 (0,51)
	Côtes:	48 à 175 –	48 à 140 –	48 à 100 –	44 à 60 – c 40 à 35

[5]) En effet, R. Enay n'est nullement l'auteur de cette limitation, au moins dans le texte. Et le fait de n'avoir décrit que des formes de la zone à Bimammatum résulte seulement de la nécessité imposée par le matériel étudié!

Ainsi, la forme illustrée par QUENSTEDT est confirmée comme espèce valide du groupe des *Orthosphinctes* macroconques. Son rattachement à *O. suevicus* (SIEM.) ne me paraît pas fondé (cf. ENAY 1966, p. 525), que ce dernier soit un microconque, comme je l'ai envisagé, ou un macroconque selon l'opinion plus récente de ATROPS (1982, p. 50). Le nom de *triplicatus,* également associé à *Ammonites,* a déjà été utilisé par SOWERBY et ne peut donc être conservé. Par contre, *albus* est valide et il est proposé ici pour cette forme.

Il s'agit d'une forme de l'Oxfordien supérieur, zone à Bimammatum, ce qui jette un doute sur l'origine de l'exemplaire étudié: il est peu probable qu'il vienne du Séquanien inférieur où sont ouvertes des carrières, mais plutôt des champs situés au-dessus où affleurent les Marnes de Besançon.

Matériel et répartition: Séquanien, Volon, Haute-Saône, 1 ex. (Coll. POISOT, Univ. Besançon, no V3/2184).

Orthosphinctes (Lithacosphinctes) n.sp. aff. *P. westburyensis* ARKELL

Pl. 4, fig. 1

1947 *Perisphinctes (Arisphinctes) westburyensis* n.sp., ARKELL, p. 368, text. fig. 131.

Le grand exemplaire figuré planche 4, figure 1, appartient incontestablement au groupe des grandes formes de l'Oxfordien supérieur encore mal connues que j'ai placé autrefois (ENAY 1966, p. 550–565) parmi les *Decipia.* Il est clair maintenant (cf. WRIGHT 1972, 1982; ENAY 1981) qu'elles n'ont rien à voir avec les formes anglaises de *Decipia.* Une partie au moins de ces formes sont des macroconques d'*Orthospinctes.*

Du point de vue spécifique, le caractère essentiel est la faible densité de la costulation tout au long du développement. Le développement des côtes fortes, avec diminution corrélative de la densité de costulation, rapproche la plupart des espèces à l'âge adulte. Par contre, la différence est ici très nette pour les tours jeunes qui n'atteignent jamais 40 côtes par tour. C'est sans doute ce qui avait justifié le premier rapprochement avec *Decipia lintonensis* ARK., moins densément costée encore.

Mamirolle	430 mm	320 mm	88 (0,20)	68 (0,15)	263 (0,61)	24 côtes
	à 400 mm	–	85 (0,21)	–	235 (0,58)	23 côtes
	à 250 mm	–	59 (0,23)	–	137 (0,54)	23 côtes
	à 115 mm	–	34 (0,29)	–	56 (0,48)	37/38 côtes

La courbe de costulation, estimée à partir des quelques points pour lesquels un dénombrement a pu être fait, est très proche, presque parallèle, à celle de *P. westburyensis,* une forme isolée des Corallian Beds du sud de l'Angleterre décrite par ARKELL en 1947 comme *«Arisphinctes».* L'évolution de l'ornementation offre également des ressemblances, en particulier le changement assez brutal de l'inclinaison de la côte (par rapport au rayon) au moment où cesse le cloisonnement. Au moins sur le début de la loge d'habitation les côtes présentent un tracé incliné vers l'avant pour revenir ensuite à une disposition radiale.

Une différence importante sépare les deux formes: celle du Jura offre un enroulement beaucoup plus lent et une croissance en hauteur du tour moins rapide qui apparaît bien à la comparaison des figures au même rapport de grandissement.

Ce dernier caractère est commun avec les soi-disant *«Decipia»* jurassiennes, *«D.» girardoti* ou les formes rapprochées de *A. gigantoplex* Qu. et *P. schmidti* Dohm. Mais toutes ont des tours internes beaucoup plus densement costés, entre 60 et près de 75 côtes par tour pour des diamètres compris entre 200 et 280 mm. L'étendue de la variabilité de ces formes, pas plus que l'ampleur et le sens des changements qu'elles présentent au cours de l'Oxfordien supérieur, ne sont encore bien connus par suite d'un matériel existant encore insuffisant. Il serait donc imprudent d'en faire une forme nouvelle, d'autant que l'unique exemplaire connu n'est pas d'une excellente conservation.

Concernant leur attribution à *Lithacosphinctes,* toutes ces formes sont de plus grande taille que celles – des zones à Planula et à Platynota – placées récemment dans ce sous-genre par Atrops (1982) qui ne dépassent pas 260 mm pour la plus grande. Il s'agit justement de *O. (L.) evolutus* (Qu.) mis jusque là dans *Lithacoceras,* mais aussi parmi les *Decipia* par Arkell (1937, 1947). La solution retenue, toute provisoire, répond surtout au désir de ne pas créer un nouveau taxon sans une révision de ces formes de l'Oxfordien supérieur.

Matériel et répartition: Marnes de Besançon, partie supérieure, tranchée de la RN 461, Mamirolle, Doubs, 1 ex. (Coll. Contini, Univ. Besançon).

Genre *Idoceras* Burckhardt 1906

Les formes du Séquanien inférieur citées comme *Idoceras* par Contini (1972, p. 20) ont déjà été exclues du genre.

Le genre serait donc représenté par un unique exemplaire très incomplet de Surmont (Doubs). Sa conservation est trop mauvaise pour qu'il soit figuré. Malgré cela, les caractères observables sont en faveur d'un rapprochement avec *Idoceras,* plus particulièrement *I. planula* Zieten, in Ziegler 1959, pl. 1, fig. 9 (= *A. planula cornutus* Qu., 1888, pl. 108, fig. 13).

Cet exemplaire vient des calcaires à Cardium (Contejean) de la région de Saint-Hippolyte au sud de Montbéliard, formation équivalente des Calcaires de Besançon recouverts par les Marnes et calcaires à ptérocères inférieurs qui ont livré une faune d'ammonites du Kimméridgien inférieur élevé. Ces données s'accorderaient ainsi avec la détermination retenue pour l'exemplaire de Surmont: *Idoceras* sp.

Matériel et répartition: Calcaire à Cardium, Surmont (Cote 863), Doubs, 1 ex. (Coll. Duboz, Univ. Besançon).

2.3.2 Brachiopodes

Les zeilléries sont les plus abondantes et les plus fréquentes; nous les rattachons à *Zeillerina astartina* (Rollier) in fig. Etallon.

Les térébratules n'existent que dans certains gisements et restent peu nombreuses; elles correspondent à une espèce nouvelle.

Les rhynchonelles sont rares; elles sont de taille moyenne, peu renflées, elles paraissent plus réduites que *Rh. semiconstans* Et. citée dans ces niveaux.

Famille ***Zeilleriidae*** ROLLIER 1915

Genre *Zeillerina* KYANSEP 1959

Zeillerina astartina (ROLLIER 1919)

Pl. 5, fig. 9–15

p. p. 1860 *Terebratula carinata* LEYMERIE, CONTEJEAN, p. 16, 17, 50, 56 ...
1862 *Terebratula humeralis* ROEMER, ETALLON, p. 284–285, pl. XLI, fig. 4
p. p. 1872 *Terebratula (Waldheimia) humeralis* ROEMER, DE LORIOL et al., p. 414, pl. XXV, fig. 21, 25–26
p. p. 1919 *Zeilleria astartina* ROLLIER, p. 319
1975 *Zeilleria humeralis* ETALLON (non ROEMER), BOULLIER et al., p. 69

Remarque nomenclaturale: En 1919, ROLLIER a défini cette espèce pour des exemplaires figurés par DOUVILLE (1886) sous le nom de *Z. egena,* ainsi que pour le spécimen figuré par ETALLON dans la Lethea Bruntrutana (1859–1862) sous le nom de *T. humeralis.*

Il n'est pas inutile de donner la diagnose de ROLLIER: «*Z. astartina* sp. nov. pour *Z. egena* (non BAYLE) DOUVILLE (1886, pl. 4, fig. 10) de l'oolithe astartienne (Séquanien) d'Hesdin l'Abbé (Boulonnais); fig. 11 des calcaires crayeux astartiens de la Grande Brosse p. Alligny (Nièvre). Espèce très répandue à plusieurs niveaux calcaires et marneux du Séquanien ou Astartien du Jura où elle a été constamment citée sous le nom de *Z. humeralis* (voir DE LORIOL, Haute-Marne, Boulogne, etc. ...). La *Ter. humeralis* de ROEMER est bien différente. La forme décrite et figurée par DOUVILLE, sous le nom de *Z. egena* correspond exactement à la *Ter. humeralis* d'ETALLON (Lethea Bruntr. 1860/61, p. 284–285, pl. 41, fig. 4, de l'Astartien du Jura. Si on parvenait à distinguer encore, c'est cette dernière forme, et non pas les échantillons de DOUVILLE, qui devrait être prise pour le type de *Z. astartina.*»

ROLLIER met donc en lumière la possibilité de prendre de préférence comme type le figuré d'ETALLON, mais il n'a pas été suivi dans ce sens. Il semble bien que les figurés de DOUVILLE correspondent à l'espèce *Z. egena* (BAYLE): ils sont issus de niveaux qui peuvent être datés de la base de la zone à Planula de l'Oxfordien supérieur (RIOULT in MEGNIEN, 1980, p. 217 pour l'oolithe d'Hesdin l'Abbé), de la zone à Planula pour le calcaire crayeux de la Grande Brosse (Nièvre) et leur morphologie est assez particulière.

La synonymie de ROLLIER ne convient pas, le type d'*astartina* est le figuré d'ETALLON provenant de sa «zone astartienne» (= marnes à astartes) et de son «Epiastartien» (= «Séquanien supérieur»).

Description

Caractères externes: Petite espèce à contour très variable: le plus souvent subcirculaire à pentagonal-arrondi, parfois ovalaire ou losangique. La convexité des valves est également variable, la petite valve est la moins bombée: certaines coquilles sont très aplaties, d'autres sont épaisses. Les valves s'affrontent presque toujours selon un angle aigu. Le bord antérieur est soit arrondi, soit tronqué; plus rarement avec un léger rétrécissement.

Ces caractères du contour et de l'épaisseur se combinent pour donner plusieurs variants présents dans des proportions différentes selon les échantillons.

Le crochet paraît subcrotaliforme ou aplati (DELANCE 1974); le foramen est mésothyride et crêté. La commissure frontale est généralement rectimarginée. Le septum médian est souvent visible au sommet de la valve dorsale, sa longueur est inférieure à 40% de la valve.

Biométrie: Trois échantillons composites ont été considérés: l'un (1) provenant de la Haute-Saône, l'autre (2) de plusieurs localités du plateau d'Ornans, enfin le dernier (3) composé d'exemplaires de divers gisements de la région de Maîche (Doubs).

Tableau comparatif des moyennes des principaux paramètres de *Z. astartina* (lots 1: n = 32; 2: n = 36; 3: n = 53); de *Z. humeralis* (Fresne–St-Mamès, Haute-Saône, n = 25); de *Z. douvillei* (Orne, n = 25); de *Z. egena* (lot composite de la Nièvre, n = 25).
Les dimensions sont en mm; n = effectif des lots.

	Z. astartina			*Z. humeralis*	*Z. douvillei*	*Z. egena*
	(1)	(2)	(3)			
L	14,6	14,1	13,7	18	11,5	15,3
l	12,6	12,7	12	14,8	10,2	13,1
e	7,6	7,2	6,8	9,5	6	8,9
l/L	0,86	0,89	0,86	0,82	0,88	0,86
e/L	0,52	0,50	0,49	0,52	0,49	0,58

Les divergences dans les moyennes des paramètres sont dues à des différences dans la composition morphotypique des populations locales examinées {ainsi à Trévillers et à Surmont (Doubs) les exemplaires plats et subcirculaires, de petite taille sont les plus fréquents (pl. 5, fig. 12–14)}. Par contre, dans les environs de Dole (à Choisey, Jura), les *Z. astartina,* épaisses et de belle taille sont nombreuses.

Les variants losangiques et pincés à l'avant ressemblent à *Z. humeralis.* Ceux qui sont arrondis, à valves renflées, à crochet développé, ressemblent à *Z. egena.*

Les formes juvéniles de ces espèces sont identiques: à coquille subcirculaire ou piriforme et très plate; elles ont été éliminées pour permettre les comparaisons des échantillons.

Caractères internes. Ils ont été étudiés dans des exemplaires issus des marnes au toit du complexe récifal des Hauts-de-Meuse (ENAY & BOULLIER 1981, p. 733–734).

Ces zeilléries étaient associées ou directement superposées à une faune d'ammonites caractérisant la partie inférieure de la zone à Bifurcatus. Elles n'avaient pas été déterminées spécifiquement.

La structure interne obtenue a été comparée à celle de *Z. egena,* récoltée dans le calcaire crayeux de Bourges (Cher) et rattachée au genre *Zeillerina;* elle est conforme aux figures données par l'auteur du genre.

Rapports et différences

Z. astartina (ROLL.) a été régulièrement confondue avec *Z. humeralis* (ROEMER). Cette espèce est de plus grande taille, de contour losangique allongé ou transverse à subpentagonal allongé parfois nettement pincé antérieurement. Les valves sont inégalement bombées, la petite valve est presque plate, la valve pédonculaire est renflée, presque carénée selon son axe médian à partir du crochet (d'où le premier nom de *carinata* LEYM. qui lui a

été appliqué, mais qui a dû être rejeté car déjà préemployé par LAMARCK pour une forme plus ancienne).

Le bord de la coquille est plus obtus. Le bec est subcrotaliforme, parfois aplati, semble plus élevé que chez *Z. astartina*. La commissure antérieure peut être légèrement uniplissée. Le septum médian est plus long chez *Z. humeralis*: il s'étend sur 40 à 50% de la longueur de la valve dorsale (pl. 5, fig. 16).

La morphologie externe de cette espèce paraît assez constante.

Z. humeralis est connue dans le Kimméridgien inférieur du Jura, de Bourgogne et du Berry, donc dans des niveaux plus récents que ceux livrant *Z. astartina*.

Z. astartina se distingue de *Z. douvillei* (ROLL.) par sa taille moyenne supérieure et par la diversité de ses morphes. Cette dernière possède un contour plus régulièrement arrondi ou elliptique, à valves à peu près également mais faiblement convexes. Elle a été reconnue dans des faciès périrécifaux datés de la zone à Transversarium.

Z. astartina diffère de *Z. egena* (BAYLE) par son contour, le bombement des valves et l'aspect du bec. *Z. egena* est plus régulièrement ovalaire à pentagonal-arrondi, à valves de convexité à peu près égale et plus renflées que chez *Z. astartina*. Le crochet est plus haut, plus large et plus robuste que chez *Z. astartina* (pl. 5, fig. 17–18).

Selon les régions, *Z. egena* présente également une certaine variabilité morphologique portant sur la gibbosité et le développement du crochet. Elle pourrait être une forme écologique de *Z. astartina*, localisée dans les faciès crayeux du sommet de l'Oxfordien (formations du Calcaire de Tonnerre et du Calcaire de Bourges qui s'étendent de l'Yonne au Cher).

Répartition stratigraphique

Z. astartina (ROLLIER) est très répandue dans les Marnes de Besançon et dans les calcaires à térébratules (Oxfordien supérieur) de la moitié nord du Jura et de ses abords. Dans les Côtes-de-Meuse, elle existe sous une forme plus chétive et plus rare. Elle a été signalée en Bourgogne et dans le Berry.

Dans les affleurements où elles est abondante, elle est le seul brachiopode représenté: ou bien elle est accompagnée seulement de quelques exemplaires de Rhynchonellidés.

Conclusion

C'est la très grande variabilité morphologique de *Z. astartina* qui explique les confusions dont elle a fait l'objet.

Famille ***Terebratulidae*** GRAY 1840

Genre *Galliennithyris* ROLLET 1966

1966	*Galliennithyris* ROLLET, p. 304
1977	*Galliennithyris* ROLLET, BOULLIER, p. 97
Espèce-type	*Terebratula galliennei* D'ORBIGNY 1850

La térébratule des marnes séquaniennes a beaucoup d'affinités avec le genre *Galliennithyris* sans s'y rattacher totalement. Elle présente des ressemblances avec le genre *Penti-*

thyris COOPER 1983, néanmoins compte-tenu de l'imprécision qui entache l'interprétation de son type (*Terebratula pelagica* ROLLIER) il semble préférable de l'abandonner.

En effet, les exemplaires choisis par G. A. Cooper pour établir son genre portent en références «Oxfordien – Châtillon, France». Suite à des recherches il s'avère qu'il s'agit de Châtillon-sous-les-Côtes, est de Verdun (Meuse)[6]) et probablement des niveaux des calcaires à chailles oxfordiens comme le montre le matériel conservé dans les collections de l'Ecole Nationale de Géologie de Nancy (ex. Institut de Géologie) sous le nom de *Terebratula* cf. *pelagica* (DECHASEAUX 1931). Dans cette région, ces couches à silicifications ont été datées de l'Oxfordien inférieur et moyen (ENAY & BOULLIER 1981).

La morphologie externe et l'âge de ces formes lorraines diffèrent de *T. pelagica* ROLLIER définie sur des spécimens des couches à spongiaires de la Charité-sur-Loire (Nièvre) de la base de l'Oxfordien supérieur.

Galliennithyris modesta nov. sp.

Pl. 5, fig. 1–8

p. p. 1878 *T. gesneri* DAVIDSON (non ETALLON), p. 155, pl. XIX, fig. 5
p. p. 1972 *T. cf. grossouvrei* DOUVILLE, MEGNIEN, p. 6
1983 *Placothyris welschi* BOULLIER, BLONDEAU et al., p. 15.

Type

Holotype: Exemplaire figuré pl. 5, fig. 3; no 85/309/5, conservé aux Laboratoires de Géologie de Besançon.
Derivatio nominis: de taille modérée.
Locus typicus: Besançon (Doubs).
Stratum-typicum: Marnes de Besançon, zone à Bifurcatus, Oxfordien supérieur.
Dimensions du type: L = 21 mm; l = 17,8 mm; e = 12 mm; l/L = 0,85; e/L = 0.57.

Nomenclature

1. Notre espèce présente des rapports étroits avec les *Galliennithyris* de l'Oxfordien moyen tels que *G. galliennei* (D'ORB.), *G. rivelensis* BOUL. ou *G. rivelensis humberti* BOUL. en ce qui concerne le contour des coquilles et l'allure générale. Les différences portent sur la taille moyenne qui est inférieure, la gibbosité moins forte, le crochet moins souvent recourbé, la sulciplication frontale plus basse, à peine amorcée, rarement accompagnée d'une épisinuation.

Il pourrait s'agir d'une forme réduite du genre induite par des conditions médiocres du milieu et qui pourrait correspondre au dernier jalon d'une des lignées de *Galliennithyris* mieux représentée dans le domaine marin ouvert du Jura méridional.

Ces remarques justifient la définition d'une espèce nouvelle car les rapprochements tentés antérieurement entre notre espèce et *T. gesneri* ou *T. grossouvrei* ne peuvent être maintenus.

---

[6]) Nous remercions le Dr G. A. Cooper pour son aimable participation.

2. Certains exemplaires ressemblent aux spécimens figurés par DAVIDSON (1878, pl. XIX, fig. 4) sous le nom de *T. gesneri* ETALLON. Il s'agit de spécimens provenant du Coral Rag de Bullingdon Pit, près Shotover Hill (Oxfordshire), donc d'une formation datée de la zone à Transversarium.

Mais le rattachement effectué par DAVIDSON à *T. gesneri* n'est pas valable, les types de cette espèce, conservés à Dijon (Institut des Sciences de la Terre, no 762/2654) montrent une taille supérieure, un contour plus élargi, un crochet plus redressé, des valves moins renflées, une commissure uniplissée large.

La véritable *T. gesneri* a été brièvement décrite par ETALLON (1862 pl. 41, fig. 10) et mal figurée. Elle est citée par son auteur, soit dans la «zone astartienne» du Jura bernois, soit dans le «Corallinien» (qui doit correspondre à l'ex-Séquanien supérieur) du Jura graylois (ETALLON 1864, p. 408); sa morphologie externe diffère de celle de nos spécimens.

ROLLIER (1918, p. 243) voit des rapports entre les formes représentées par DAVIDSON et *T. anatina* DE LORIOL. Or, cette espèce a une morphologie bien différente: taille moyenne à grande, contour subcirculaire, valves bien gonflées, crochet petit pouvant être très recourbé. *T. anatina* est issue du Rauracien supérieur de diverses localités du Jura bernois. Elle est bien éloignée morphologiquement de nos térébratules.

3. Parmi les brachiopodes des niveaux séquaniens de l'Yonne, certaines formes ont été rapprochées de *T. cf. grossouvrei* DOUV., simplement par manque de nomenclature (MEGNIEN 1972). Ils avoisinent notre espèce par leur taille, leur morphologie générale et leur position stratigraphique.

Cependant, *T. grossouvrei* (BOULLIER 1977, pl. XX; BOULLIER 1984, pl. 2) est de taille plus forte, d'épaisseur plus accentuée, à crochet beaucoup plus robuste, à foramen plus ouvert, à plissement plus élevé. Elle est sensiblement plus jeune, car elle caractérise le Calcaire crayeux de Bourges du Berry, daté de l'Oxfordien supérieur, sommet zone à Bimammatum–base zone à Planula (DEBRAND-PASSARD 1982).

Cet ensemble de caractères éloigne *T. grossouvrei* de notre matériel.

4. Des térébratules de niveaux équivalents recueillies dans les Ardennes à Montgon, ont été placées par BLONDEAU (1983) dans l'espèce *Placothyris welschi* BOUL., mais cette identification ne peut être maintenue, car *Placothyris* renferme des coquilles à crochet triangulaire, à foramen ovale labié, à valve dorsale presque plate, à commissure antérieure rectiligne à uniplissée basse; il se caractérise par une boucle brachiale tout à fait particulière avec des plaques cardinales plates, horizontales, à bases crurales pendantes vers la cavité umbonale et une bandelette transverse basse à peine ondulée, presque sans pointes terminales. La boucle est donc très courte (environ le quart de la longueur de la petite valve).

Ces remarques appuient la nécessité d'une création spécifique.

Matériel: Une cinquantaine de coquilles dont 30 ont été mesurées.

Diagnose originale: Coquille petite à moyenne, biconvexe, ovalaire ou pentagonale arrondie. Crochet court, subdressé à redressé. Commissure antérieure uniplissée à faiblement sulciplissée ou épisinuée.

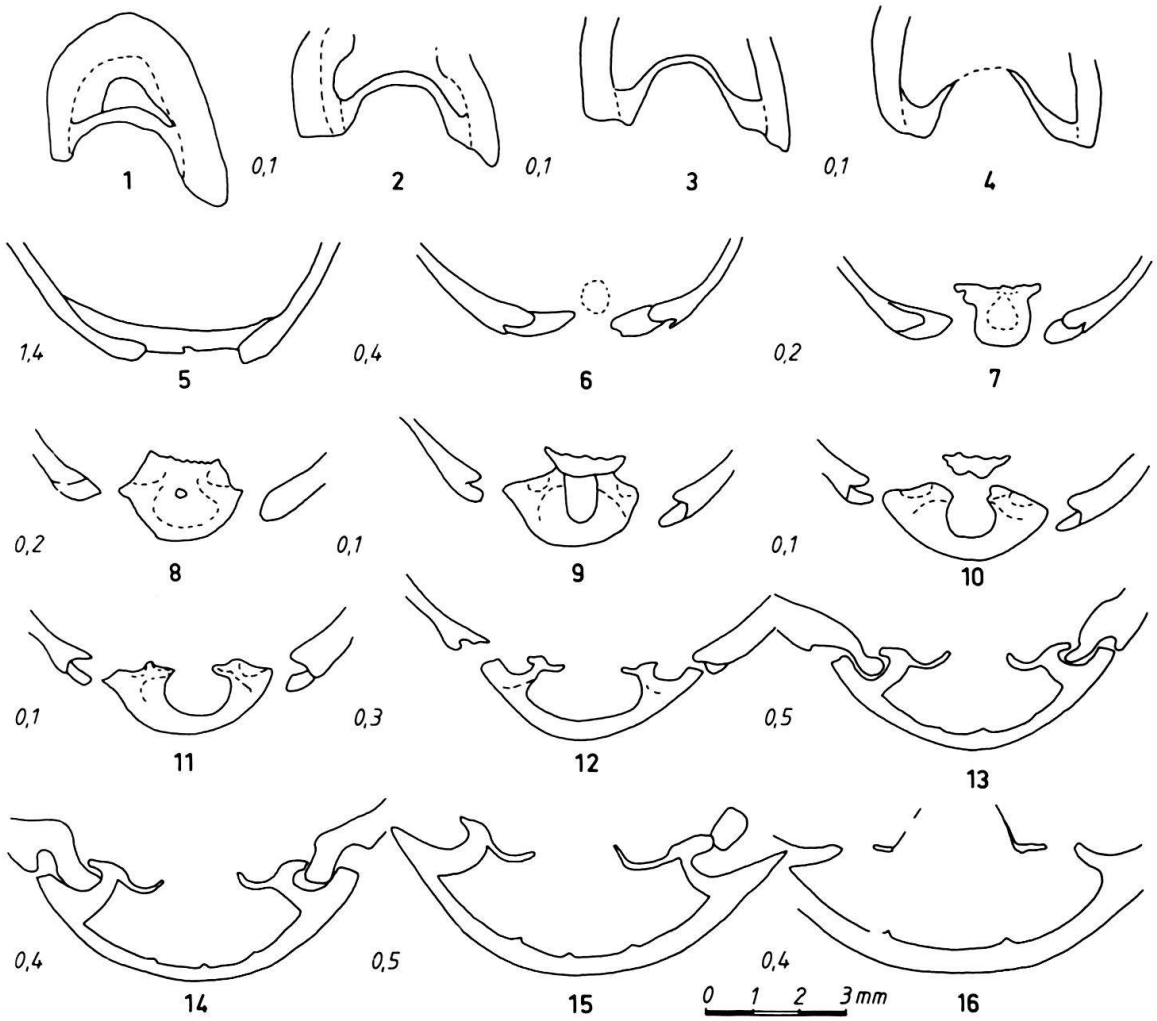


Fig. 2. Coupes transversales sériées d'une coquille de *G. modesta* nov. sp. Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, base des Marnes de Besançon. Besançon (Doubs). Topotype, exemplaire de grande taille: L = 25,6 mm. Sections 1 à 4: crochet avec collier pédonculaire à la base; sections 5 à 6: deltidium; sections 7 à 10: sommet de la valve brachiale avec le processus cardinal; sections 11 à 15: plaques cardinales, section 16: bases crurales.

Plaques cardinales courtes, concaves postérieurement. Processus cruraux moyennement élevés, localisés au milieu de la boucle brachiale; bande transverse en arche à sommet aplati, mince. Brachidium occupant au maximum 40% de la petite valve.

Description: Les exemplaires proviennent essentiellement de deux localités: Besançon et Pierrefontaine-les-Blamont à l'est de Pont-de-Roide (Doubs).

- A Besançon, ils sont récoltés à environ 1,20 m au-dessus du «banc polyédrique» situé à la base des marnes séquaniennes (Besançon, x = 879,800; y = 253,700 et x = 880,058; y = 253,850).
- A Pierrefontaine-les-Blamont, le gisement est situé à la sortie du village, en direction de Porrentruy, en bordure de la RN 73 (Delle, x = 940,250; y = 273,600).

D'autres exemplaires isolés ont été recueillis à Fessevillers (Doubs); dans les environs de Belfort; le long de la vallée de l'Ognon, ou au nord de Gray (Haute-Saône).

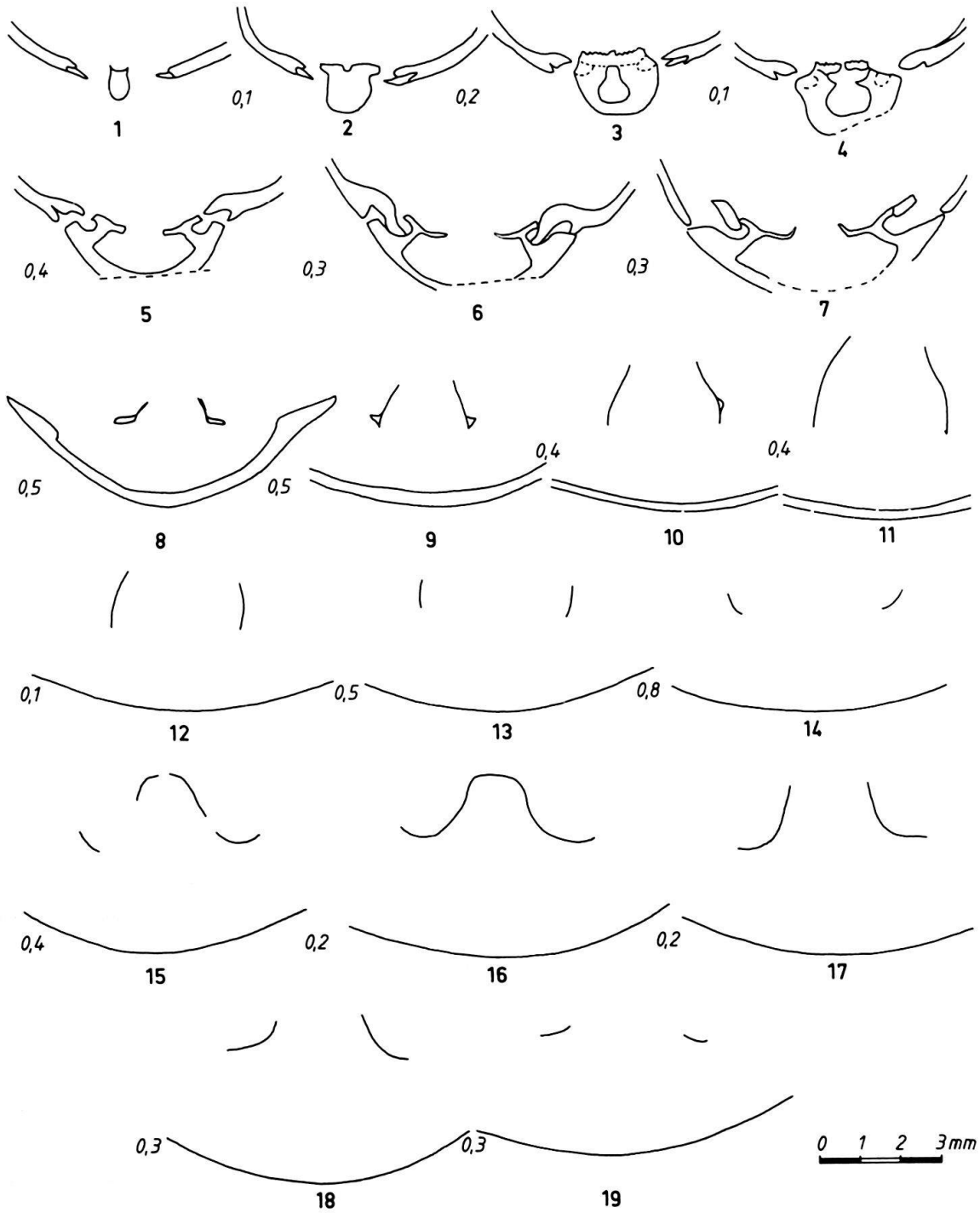


Fig. 3. Coupes transversales sériées de la valve brachiale de *G. modesta* nov. sp. Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, base des Marnes de Besançon. Besançon (Doubs). Topotype, exemplaire de taille moyenne: L = 19,5 mm. Sections 1 à 4: début de la valve brachiale avec le processus cardinal à son sommet; sections 5 à 7: plaques cardinales; sections 8 à 11: bases crurales et crura; sections 12 à 14: branches descendantes; sections 15 à 16: bande transverse; sections 17 à 19: extrémités de la boucle brachiale.

a) Caractères externes et ontogenèse

L'espèce est de taille petite à moyenne (11 à 31 mm). Chez les formes juvéniles (jusqu'à 20 mm de longueur) on distingue deux types morphologiques: l'un de contour ovalaire, épaissi surtout à l'umbo dorsal, à crochet pointu dégageant le deltidium, à foramen petit et circulaire, à commissure antérieure uniplissée arrondie; l'autre à contour subpentagonal, peu renflé, à crochet bas à commissure frontale uniplissée ou avec un début de sulciplication.

Vers une taille de 20 mm, les coquilles sont en général pentagonales arrondies, à valves bien convexes se rencontrant selon un angle obtus; le crochet est peu élargi sans être épaulé, court, subdressé avec un foramen permésothyride bien circulaire. Dans de tels exemplaires, il existe une amorce de sulciplication ou d'épisinuation. Les plis faibles marquent à peine le bord des valves. Le sillon médian dorsal reste faible.

Chez les spécimens les plus grands (L > 25 mm), le contour est nettement pentagonal, le crochet est haut, le foramen reste petit, les valves sont très bombées, la commissure frontale est uniplissée élevée. Le plissement se prolonge sur le quart antérieur des valves.

Le stade uniplissé peut persister chez l'adulte où il est plus accusé et peut s'accompagner d'une parasulcation.

b) Biométrie

L'échantillonnage est trop pauvre et les coquilles souvent trop endommagées pour effectuer une étude biométrique approfondie.

J'ai constitué un échantillon composite, dont j'ai écarté les formes juvéniles plates et circulaires, afin que les interprétations soient moins gênées par les phénomènes de croissance: l'effectif est réduit (n = 27); les paramètres sont les suivants: moyennes; (limites des valeurs); écart-type et coefficient de variation (BOULLIER 1977, p. 72).

Longueur	L = 20,3 mm (16,5–25,6); 2,72; 13,4%
Largeur	l = 17 mm (13,8–22,4); 2,58; 15%
épaisseur	e = 11,6 mm (8,9–15,5); 2,11; 18%
l/L	= 0,84 (0,75–0,90); 0,0381; 4,5%
e/L	= 0,57 (0,48–0,65); 0,0398; 7%
L'/L	= 0,54 (0,51–0,58); 0,0184; 1,8%
G	= 0,62 (0,53–0,71); 0,0477; 7,7%

C'est l'épaisseur qui montre le coefficient de variation le plus élevé, ainsi que les rapports e/L et G qui lui sont liés.

Les valeurs des paramètres correspondant à l'allongement (l/L) et à l'épaisseur relative (e/L) sont assez dispersées: ce fait s'explique par l'existence de deux variants lorsque l'espèce a une longueur comprise entre 16 et 20 mm.

Les diagrammes de dispersion de la largeur et de l'épaisseur des coquilles en fonction de la taille montrent une fonction croissante de ces valeurs; les équations les droites de régression sont:

$$l = 0{,}91\ L - 1{,}44\ (r = 0{,}96)$$
$$e = 0{,}73\ L - 3{,}2\ (r = 0{,}94)$$

Les coefficients de corrélation (r) sont élevés.

La morphologie externe varie de façon important au cours de la croissance, passant d'un pourtour ovalaire à pentagonal plus ou moins accusé et d'un bombement peu marqué à très marqué à très accentué: en effet, au-dessus d'une taille de 21 mm, l'épaisseur de la coquille augmente plus vite que la longueur; ce phénomène d'allométrie, assez fréquent chez certaines espèces de Térébratulidés, est ici particulièrement net.

La commissure antérieure uniplissée dans les coquilles de petite taille passe à une sulciplication ou à une épisinuation chez les formes plus épaisses.

En conclusion, la variabilité affecte le contour général, le renflement des valves, le type et la force du plissement frontal.

c) Caractères internes

Les caractères internes sont déduits de huit spécimens provenant des gisements de Besançon et Pierrefontaine-les-Blamont (Doubs). On distingue, en section transversale:

- un processus cardinal court (0,5 mm), plat puis saillant ou en surplomb au-dessus de la cavité umbonale; il est parfois légèrement denticulé;
- des plaques cardinales courtes (1,5 mm) concaves postérieurement mais devenant plus plates à l'avant, plus ou moins inclinées, avec une base crurale effilée; leur largeur moyenne est de 1,5 mm;
- des processus cruraux en forme de pointes plus ou moins convergentes vers le centre de la coquille, moyennement élevés; leur hauteur relative est de cr/e = 0,21; ils sont situés au milieu de la boucle a/Lb = 0,50 en moyenne;
- une bandelette transverse, en arche trapézoïdale à sommet aplati, moins élevée que les crura:
- des pointes terminales larges, courtes, écartées,
- une boucle brachiale (Lb) dont la longueur relative est de 36 à 40% de la petite valve (fig. 2 et 3).

La boucle (fig. 4) a une allure triangulaire assez trapue. On note certaines différences par rapport aux structures internes déjà étudiées dans *Galliennithyris:* Les plaques sont plus concaves, la bandelette transverse est relativement plus large et moins haute et l'ensemble de la boucle est légèrement plus court.

Toutefois on doit tenir compte de la variabilité non négligeable des caractères internes.

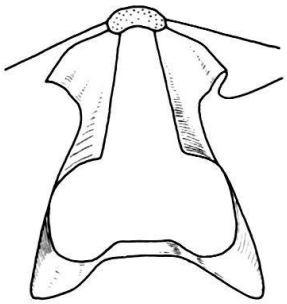


Fig. 4. Reconstitution de la boucle brachiale de *G. modesta* nov. sp. à partir des sections sériées des figures 1 et 2. Vue de dessus: la valve dorsale dessous. ×5.

Rapports et différences

1. *G. modesta* nov. sp. diffère de *T. gesneri* ET. citée dans les niveaux astartiens, par sa taille plus petite, ses valves plus gonflées, son pourtour non aminci, sa commissure antérieure avec une sulciplication naissante. Citée en Haute-Saône et dans le Jura bernois par son auteur, où elle est mentionnée comme rare, elle est plus fréquente en Bourgogne et dans la Nièvre, dans des niveaux de même âge.

2. *G. modesta* nov. sp. pourrait être confondue avec *Terebratula subsella* LEYMERIE du Kimméridgien inférieur, car les deux espèces sont de même taille moyenne. Cependant *G. modesta* nov. sp. adulte a une allure plus globuleuse, des valves plus renflées, le bord de la coquille non tranchant, ni ailé, un foramen moins ouvert. Le type de commissure peut être identique, à savoir uniplissé, même chez l'adulte; toutefois, chez *T. subsella,* il est typiquement épisinué.

3. *G. modesta* nov. sp. se sépare de *G. rivelensis humberti* BOUL. des niveaux équivalents ou légèrement plus anciens de la région de Verdun (Meuse) par son contour moins circulaire, ses valves moins gibbeuses, sa sulciplication frontale moins développée (ENAY & BOULLIER 1981, pl. 1).

4. *G. modesta* nov. sp. se distingue de *G. galliennei* et de *G. rivelensis* par ses dimensions nettement inférieures, son contour moins franchement pentagonal, son bord antérieur plus étroit et plus arrondi, son plissement moins élevé. En outre, elle appartient à des couches plus récentes puisque ces espèces s'échelonnent de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien moyen (zone à Cordatum à zone à Plicatilis pour la première; essentiellement zone à Transversarium pour la seconde).

5. *G. modesta* nov. sp. s'éloigne de *G. berlieri* ROLLET de même âge (sommet des marnes d'Effingen, zone à Bifurcatus du Jura méridional) par ses valeurs dimensionnelles plus réduites: taille moyenne plus faible, valves beaucoup moins globuleuses et par sa sulciplication moins différenciée. Les formes juvéniles de *G. berlieri* sont très proche de *G. modesta* nov. sp.

Répartition

Galliennithyris modesta nov. sp. a été repérée principalement à la base des marnes de Besançon de la région bisontine, des Avants-Monts et de la Haute-Chaîne, ce qui lui confère un âge Oxfordien supérieur (zone à Bifurcatus).

En dehors de la chaîne jurassienne, elle a été récoltée dans les Côtes de Meuse dans la même zone et à Montgon, ouest Le Chesne (Ardennes) dans des marnes rattachées au «Séquanien».

En Bourgogne occidentale, certains niveaux équivalents – formations des calcaires de Cravant et de Bazarnes – livrent de petites formes qui semblent appartenir à cette nouvelle espèce.

Conclusion

Les petites térébratules de Marnes de Besançon ont été attribuées à une nouvelle espèce *Galliennithyris modesta* nov. sp.

Sa petite taille et sa rareté expliquent qu'elle ait échappé aux investigations antérieures.

Il semble qu'elle n'ait pas trouvé de conditions environnementales très favorables à son développement, ce qui expliquerait sa morphologie externe relativement juvénile (taille peu importante, crochet redressé, commissure antérieure basse). Elle pourrait dériver des espèces de *Galliennithyris* existant dans les secteurs plus méridionaux, par une évolution plus ralentie induite par les facteurs extérieurs plus contraignants des vasières.

Cette espèce présente un réel intérêt, puisqu'elle possède une brève extension temporelle, du moins dans la région-type du Séquanien.

2.3.3 Les âges

A. Ammonites

Les âges donnés par les ammonites sont tous dans l'Oxfordien supérieur.

La zone à Bifurcatus est la mieux représentée, à la fois par des macroconques et des microconques formant un même assemblage:

Perisphinctes (Perisphinctes) cf. *panthieri* ENAY (Samson, Etalans)
Perisphinctes (Ampthillia) cf. *quadratus* ENAY (Damparis)
Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. *stenocycloides* SIEM. (Pessans, Etalans)
Perisphinctes (Dichotomoceras bifurcatoides ENAY (Fessevillers)

Sauf *P. (A.) quadratus* de la région de Dole, donné du Séquanien inférieur, toutes ces formes proviennent des Marnes de Besançon de la base du Séquanien-type de MARCOU (= Séquanien moyen Auctorum). *P. (D.) bifurcatoides* de Fessevillers a été récolté dans la partie inférieure de ces marnes, au-dessous des bancs à oncolithes rousses, équivalents probables de l'oolithe nuciforme et de la Hauptmumienbank du Jura suisse. Dans le faisceau de Quingey, *P. (P.)* cf. *panthieri* et *P. (D.)* cf. *stenocycloides* occupent la même situation à Pessans-Samson, alors qu'à Etalans (plateau d'Ornans), leur gisement au sein de la formation n'est pas connu avec précision.

Dans la région de Dole où la succession est différente, la Séquanien inférieur des auteurs comprend deux ensembles séparés par une surface d'arrêt de sédimentation au toit des Tidalites de Mouchard avec indices d'émersion et apports continentaux. L'Oxfordien supérieur débuterait au-dessus, avec les calcaires graveleux inférieurs datés près de la base par *P. (A.) quadratus* ENAY (BOULLIER et al. 1975). Ainsi, il faut modifier les corrélations avec le Séquanien-type. Les calcaires graveleux inférieurs seraient l'équivalent, au moins en partie, des Marnes de Besançon. Dans la région de Dole, les marnes du Séquanien «moyen» sont moins développées et intercalées de calcaires variés.

La zone à Bimammatum est indiquée par les deux représentants macroconques d'*Orthosphinctes*.

Ainsi que cela a déjà été dit, *O. (Pseudorthosphinctes) albus* (QU.) proviendrait plutôt de l'alternance de lits marneux et de bancs calcaires fins, argileux ou lumachelliques, parfois oolithiques, des marnes de Besançon.

La grande forme de Mamirolle, rapprochée de *P. westburyensis* ARK., vient bien des Marnes de Besançon dans la région-type du Séquanien. Son gisement est très proche du

tracé de l'accident de Mamirolle et son niveau exact dans les marnes ne peut être précisé. Il est vraisemblable qu'il vient de la partie supérieure de la formation.

La zone à Planula est seulement envisagée pour les niveaux de la partie supérieure du Séquanien (Calcaires de Besançon) qui ont livré *Idoceras* sp. De nouvelles récoltes, d'une meilleure conservation si possible, sont nécessaires pour avoir la confirmation de l'âge.

B. Brachiopodes

Les deux espèces étudiées ne donnent pas d'âge par elles-mêmes: l'une est nouvelle, *Galliennithyris modesta* nov. sp. et l'autre, *Zeillerina astartina* (ROLLIER), était une forme mal connue, souvent confondue avec les espèces voisines. Cependant, cette dernière avait été rencontrée déjà dans des couches attribuées à la zone à Bifurcatus des Côtes-de-Meuse (ENAY & BOULLIER 1981), mais il était nécessaire d'avoir confirmation de sa présence à ce niveau.

Ainsi, *Z. astartina* aurait une assez grande extension verticale puisqu'elle est connue également dans la zone à Bimammatum, voire dans la zone à Planula. Par contre, *G. modesta* est généralement récoltée à la base des Marnes de Besançon. Sa position paraît actuellement assez étroitement limitée à l'Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus.

Ces deux espèces semblent s'exclure mutuellement dans les faciès séquaniens: dans les gisements où la zeillerie est en grande abondance, la térébratule est très rare ou absente.

En conclusion, les ammonites établissent que dans sa région-type, le Séquanien (= Groupe de Besançon) correspond à peu près à l'Oxfordien supérieur. L'incertitude demeure pour la limite supérieure. Dans la Haute-Saône et dans la région de Montbéliard, les premières ammonites au toit des Calcaires de Besançon, dans les Calcaires et marnes à ptérocères, sont déjà du Kimméridgien inférieur élevé. Sauf lacune des premiers niveaux kimméridgiens, la limite Oxfordien–Kimméridgien pourrait se placer au sein des Calcaires de Besançon. La limite inférieure est mieux tracée et correspond à un événement d'extension régionale sur lequel nous reviendrons.

Le Séquanien avait déjà été assimilé plus ou moins complètement à l'Oxfordien supérieur, en particulier par les auteurs suisses, aussi bien M. A. ZIEGLER (1962) ou M. A. ZIEGLER & TRÜMPY (1964) que BOLLIGER & BURRI (1970). Du côté français, indépendamment de l'acception plus ou moins étendue, sauf une amorce de rectification (suite à la découverte de *P. (A.) quadratus*) par BOULLIER et al. (1975) dans la région de Dole, le Séquanien est attribué souvent, au moins en partie, au Kimméridgien.

En aucun cas, il ne s'agit de datation directe à partir de faunes, mais d'âges obtenus à partir des séries datées à ammonites par le biais des corrélations lithostratigraphiques admises entre le bassin et la plate-forme. Les significations différentes données à l'Argovien et au Rauracien de part et d'autre de la frontière sont une source supplémentaire de complications.

Conformément aux recommandations du 1er Colloque du Jurassique à Luxembourg, en 1962, ces termes et en particulier «Séquanien», ne peuvent être conservés comme étage ou sous-étage et ne devraient plus être utilisés ou seulement de façon informelle et sans signification chronologique (cf. faciès séquanien, séquence séquanienne, etc. ...).

Le problème de fond reste celui des corrélations entre le bassin et la plate-forme qui, maintenant, doivent être réexaminées sur de nouvelles bases.

3. Corrélations avec les régions voisines

En dehors de la région-type, le «Séquanien» a été largement utilisé, en particulier dans les régions proches, pour les faciès de plate-forme réellement «séquaniens». Egalement pour des faciès de milieu plus ouvert, parfois très différents, y compris à ammonites, par exemple dans le Haut-Jura franco-suisse (cf. AUBERT 1942, 1947; BUTTICAZ 1943; FALCONNIER 1929, 1931; RAVEN 1932; ENAY 1959; ARIKAN 1964), pas nécessairement de même âge.

Ainsi, au Vuache, dans les Monts Jura et le chaînon le plus oriental (La Dôle–Mont Tendre) les niveaux à ammonites attribués au «Séquanien» ou plus précisément au «Séquanien supérieur» livrent des faunes maintenant reconnues d'âge Kimméridgien inférieur. Mais immédiatement à l'ouest (Morez, Le Risoux) où ce faciès à ammonites a disparu, au «Séquanien» est attribué un ensemble biodétritique correspondant aux Couches du Morillon: il se termine par les niveaux à oncolithes (pierre du Risoux et calcaire dolomitique à mélobésiées de D. Aubert) de la limite Oxfordien–Kimméridgien, déjà corrélés (cf. ENAY 1966, p. 206) au Mont Tendre avec l'intercalation à coraux sur laquelle repose le Kimméridgien inférieur à ammonites.

Il faut donc revoir les corrélations sur d'autres critères que les nomenclatures traditionnelles, en fonction des âges du «Séquanien» dans sa région-type, à la fois dans le domaine de la plate-forme séquanienne et avec le bassin.

3.1 Jura méridional

Dans cette partie du Jura, le faciès argovien règne sur toute la largeur de la chaîne, sauf vers le nord-est où il se limite progressivement à son bord interne. Il persiste également pendant la plus grande partie, ou même jusqu'à la fin de l'Oxfordien. Les séries sont très voisines de celles d'Argovie et, depuis P. Choffat, la nomenclature des formations utilisées est en partie la même.

3.1.1 Nomenclature lithostratigraphique et corrélations

L'usage d'un même nom de formation n'implique pas nécessairement un âge identique. Ainsi, dans le Jura méridional, on appelle Couches du Geissberg un épisode calcaire développé au toit des Marnes d'Effingen; daté également de la zone à Bifurcatus, il disparaît dans le faciès marneux à l'est et au sud. Dans la région-type des Couches du Geissberg, en Argovie, GYGI (1969) leur donne le même âge; mais les grands *Perisphinctes* de sa collection ou du Musée d'Aarau les placeraient plutôt dans la zone à Bimammatum (cf. ENAY 1966, p. 280). D'autant qu'au-dessus, la faune des Couches à Crenularis est déjà celle de la partie moyenne (sous-zone à Bimammatum) de la zone. Nous rejoignons ainsi à peu près le schéma présenté récemment par GYGI & PERSOZ (1986).

En conséquence, les Couches d'Effingen n'auraient pas exactement la même extension verticale dans leur région type d'Argovie, où elles atteindraient la partie inférieure (sous-zone à Hypselum) de la zone à Bimammatum (GYGI & PERSOZ 1986), dans la partie du Jura méridional où est développé le membre calcaire des Couches du Geissberg et celle où il est remplacé par des marnes. D'ailleurs, de façon générale, au bord interne de la chaîne, en particulier dans sa partie helvétique, Couches d'Effingen est souvent employé

pour toute la série marneuse ou marno-calcaire argovienne qui, dans le Jura méridional, correspond aux Couches d'Effingen – avec ou sans le membre calcaire des Couches du Geissberg – est aux Calcaires lités, au moins dans les plis les plus orientaux.

Plus à l'intérieur dans le Jura neuchâtelois (val de Travers), c'est sans doute leur position «au sommet de l'Argovien» qui justifie pour PERSOZ & REMANE (1973) d'attribuer aux Couches du Geissberg des calcaires clairs bien lités à intercalations marno-calcaires et biohermes de polypiers. D'après leur teneur en quartz, corrélée avec la partie supérieure du maximum principal de BOLLIGER & BURRI (cf. p. 43) nous sommes plus portés à y voir l'équivalent des Calcaires lités du Jura méridional. A partir de ces mêmes données et par corrélations minéralo-stratigraphiques avec le Jura suisse septentrional, GYGI & PERSOZ (1986) les placent plus bas, au-dessous de leur repère E situé vers le milieu des Couches d'Effingen. Pour finir, signalons que pour M. A. ZIEGLER (1962), elles étaient dans les niveaux de passage entre Couches d'Effingen et Marnes à natices.

3.1.2 Les équivalents du «Séquanien-type» dans le Jura méridional (fig. 5)

Les séries du Jura méridional français sont bien connues et datées par ammonites (ENAY 1966; GAILLARD 1983). Les corrélations avec le Jura central s'appuient sur les nouvelles données biostratigraphiques exposées dans les pages précédentes. Au Séquanien-type, c'est-à-dire au groupe de Besançon, correspond la succession: Couches d'Effingen (incluant le membre supérieur calcaire des Couches du Geissberg), Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques ou équivalents latéraux Couches du Morillon, Oolithe de Ramasse ou de Corveissiat).

a) *Au-dessous du Séquanien-type,* c'est l'ensemble des carbonates de plate-forme (= Glypticien, Rauracien), y compris le Séquanien inférieur des auteurs ou Groupe de Clerval, entre les Couches à sphérites au mur et les Marnes de Besançon au toit, et pas seulement une partie de ceux-ci, comme il était admis traditionnellement (cf. ENAY 1966; CONTINI 1975), qui correspond aux faciès de bassin représentés par des Calcaires hydrauliques et les Couches de Birmensdorf. GAILLARD (1983) vient de montrer que l'apport détritique, associé à une modification des éléments argileux dominants, augmente déjà dans la partie supérieure des Calcaires hydrauliques et des Couches de Birmensdorf, avant que se mettent en place les Couches d'Effingen. Ces apports sont parallélisés avec ceux connus dans le Séquanien inférieur des auteurs.

b) *Les Marnes de Besançon* correspondent à l'ensemble des Couches d'Effingen/Geissberg et des Calcaires lités mis en place au cours des zones à Bifurcatus et à Bimammatum. Il est également satisfaisant de relier les niveaux à oolithes ou oncolithes roux intercalés dans ces marnes au changement de sédimentation qui sépare la série d'Effingen–Geissberg, souligné par l'installation de la couche à Hexactinellides au sud-ouest, du premier niveau oncoidique à nubéculaires (= niveaux à concrétions grumeleuses in ENAY 1966; cf. GAILLARD 1983) au nord-ouest.

Le nouveau schéma obtenu conduit à revoir la définition et l'extension de la formation des Calcaires lités en donnant une signification nouvelle au faciès vaseux à myacées de P. Choffat. Ses caractères particuliers, déjà bien soulignés par R. ENAY, ont été largement confirmés par GAILLARD (1983, fig. 15 et 183–184). Son domaine d'extension

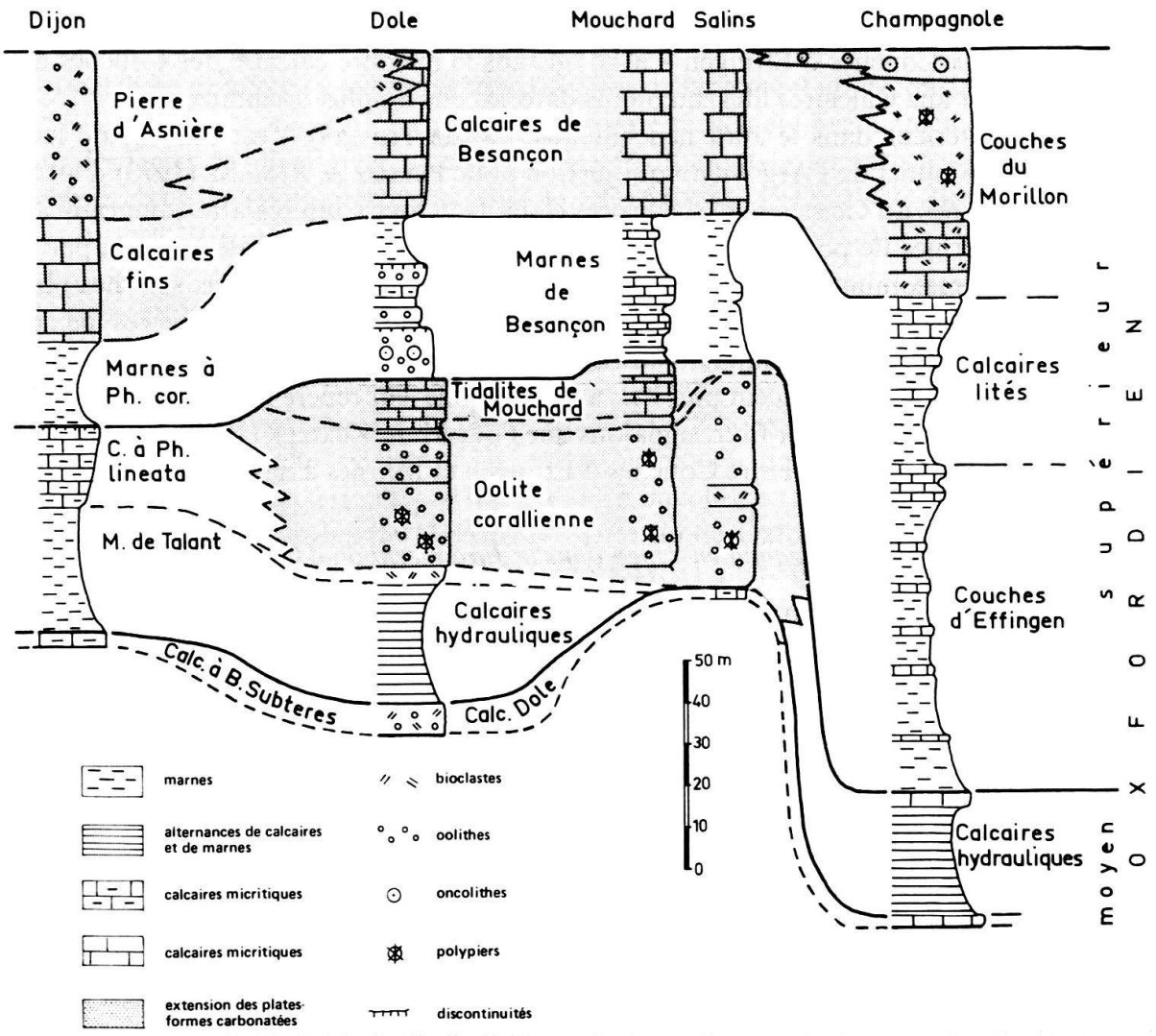


Fig. 5. Corrélations et géométrie des formations de l'Oxfordien moyen (pars) et supérieur entre Dijon et Champagnole.

correspond exactement au territoire à niveaux silteux abondants, associés au Mont Rivel à de nombreuses figures sédimentaires et traces fossiles. En conséquence, ce faciès a mieux sa place dans la formation des Marnes de Besançon au niveau de son membre supérieur. La formation des Calcaires lités, ainsi redéfinie, gagne en homogénéité.

c) Au-dessus, les *Calcaires fins de Besançon* de milieu protégé sont remplacés vers le sud par des accumulations biodétritiques et/ou oolitiques, localement avec îlots coralliens.

Le faciès biodétritique correspond aux Couches du Morillon. C'est dans cette formation qu'est intercalé dans la région de Champagnole-Chatelneuf (GIRARDOT 1885, 1888; GUILLAUME 1960, 1964), un niveau à pseudocyclammines et glauconie, localement avec des restes de végétaux et des bancs à momies, dit «Séquanien». Il ne peut correspondre au véritable Séquanien et surtout pas aux Marnes de Besançon auxquelles il a été généralement rapporté: il est bien au-dessus des Couches d'Effingen et des Marnes de Besançon

supérieures (= faciès vaseux à myacées), bien datées ici par ammonites et donc plus récent (zone à Planula).

Vers le sud-ouest, les oolithes remplacent les bioclastes et les Couches du Morillon passent à l'Oolithe de Ramasse (RICHE 1911) ou de Corveissiat (BERNIER 1984) qui peut monter dans le Kimméridgien.

Les Couches du Morillon et l'Oolithe de Ramasse/Corveissiat passent latéralement par indentations à partir de leur base, aux calcaires pseudolithographiques à (rares) ammonites de la zone à Planula qui permettent de les dater, pour partie au moins, de l'Oxfordien supérieur.

Ainsi, le schéma des relations entre les grands corps sédimentaires (fig. 6) est tout à fait différent de ceux donnés jusqu'ici et beaucoup plus simple: une phase de large envahissement par la sédimentation argileuse sépare deux périodes de développement des plates-formes carbonatées, la première à l'Oxfordien moyen, la seconde qui s'ébauche au cours de l'Oxfordien supérieur et prendra toute son ampleur au Kimméridgien.

C'est le schéma déjà présenté dans la Synthèse géologique du bassin du sud-est (ENAY et al. 1984, p. 243 et fig. 5.16, 5.18 et 5.19).

3.2 Jura suisse

C'est la région-type de l'Argovien et du Rauracien. En affirmant leur équivalence dès 1888, ROLLIER posait le problème des relations entre la plate-forme (= faciès rauracien) et le bassin (= faciès argovien). L'étude récente de GYGI & PERSOZ (1986), ainsi que celle présentée ici et réalisée parallèlement, montrent que ce problème n'est pas totalement résolu.

En effet, dans chacun des deux grands domaines de faciès, rauracien ou franc-comtois d'une part, argovien d'autre part, et malgré les différences traditionnelles de nomenclature – pour les «pseudo-étages» comme pour les formations – en France et en Suisse, les corrélations sont assez bonnes.

Nous avons déjà évoqué, à propos du Jura méridional, quelques problèmes concernant la nomenclature lithostratigraphique et les corrélations dans les régions à faciès argovien. Entre le Jura méridional français et l'Argovie, même si elles demandent parfois à être précisées, les corrélations sont contrôlées par les ammonites. Ce contrôle fait défaut ou a été trop souvent négligé pour les faciès de plate-forme rauraciens et/ou séquaniens.

3.2.1 La plate-forme carbonatée

Sur celle-ci les corrélations ne posent pas de problèmes majeurs, malgré la complexité à laquelle arrive le dernier schéma de BOLLIGER & BURRI (1970). Le Séquanien-type du Jura français se relie assez bien à la succession du Jura suisse, malgré les nomenclatures lithostratigraphiques en partie différentes et l'évolution latérale des faciès:

– Le Groupe de Clerval ou «Séquanien inférieur» des auteurs franc-comtois correspond aux Calcaires de la Vorbourg et dans les coupes décrites par M. A. ZIEGLER (1962) on distingue aisément à l'intérieur de cette formation, deux subdivisions identiques aux Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs et aux Tidalites de Mouchard; par exemple dans la

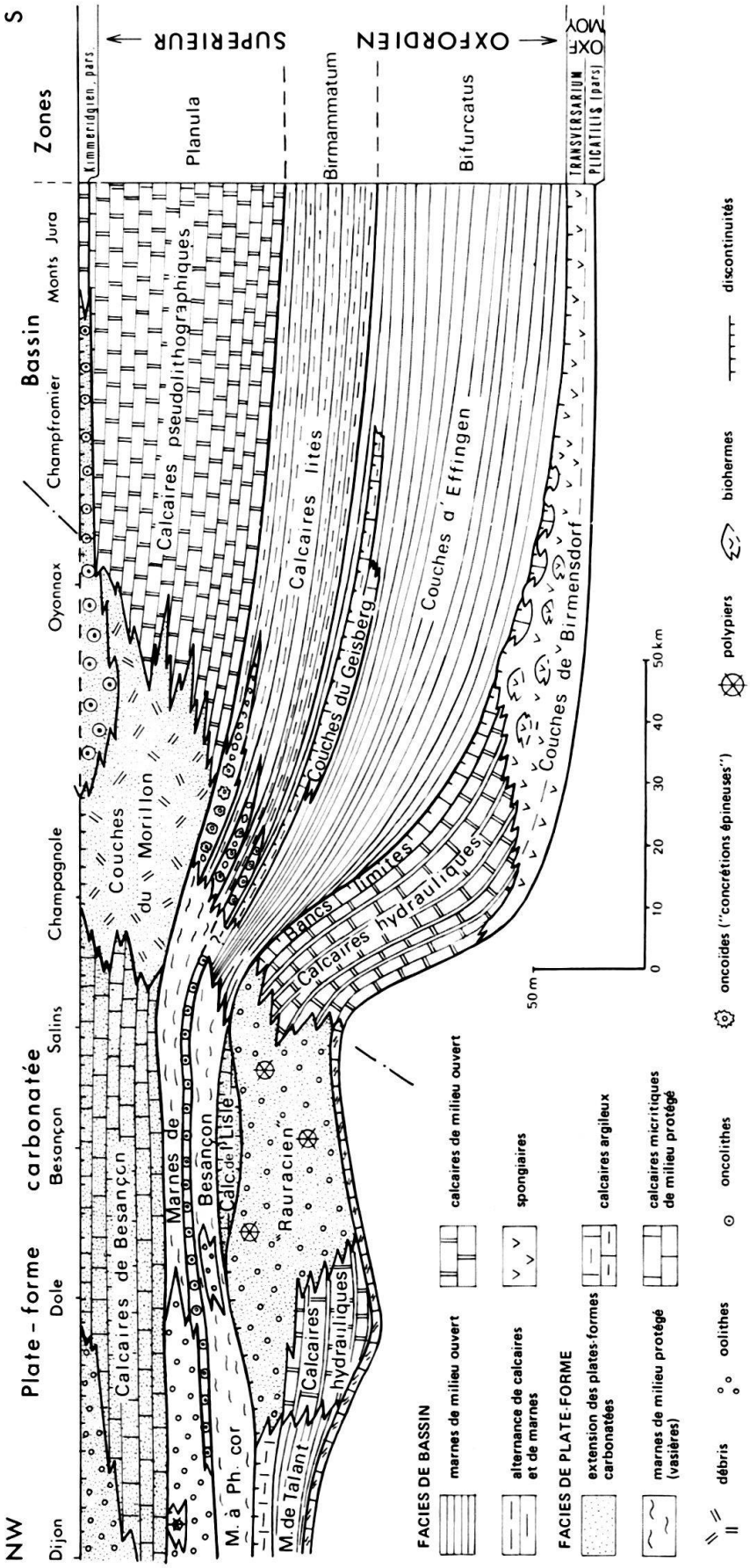


Fig. 6. Passage des faciès de plate-formes carbonatées aux faciès de bassin au cours de l'Oxfordien moyen et supérieur dans le Jura français.

localité-type à la Chapelle de Vorbourg, les 20 m inférieurs correspondent à la première subdivision et les tidalites du sommet renfermant des quartz, des charophytes et des ostracodes limniques n'ont que 6 m d'épaisseur.

Ces faciès sont rangés par les auteurs suisses dans l'Oxfordien supérieur, même BOLLIGER & BURRI (1970) les rattachent à la Vellerat-Formation et les placent dans la zone à Bifurcatus.

- Les Marnes de Besançon sont subdivisées en trois parties par les auteurs suisses:
  - à la base, les Natica-Schichten (THURMANN & ETALLON 1859–1864);
  - l'Hauptmumienbank (ZIEGLER 1956) qui existe également en Franche-Comté où l'on trouve un banc soit à oncoïdes algaires comme vers Pontarlier, soit à oncoïdes à nubéculaires et bioclastes plus au nord;
  - les Humeralis-Schichten (ZIEGLER 1956). Cette dernière subdivision peut correspondre non seulement au sommet des Marnes de Besançon, mais englobe également la partie inférieure des Calcaires de Besançon, car la base de ces derniers renferme des zeilléries.
- Les Calcaires de Besançon correspondent donc au sommet des Humeralis-Schichten et à la Court-Formation (BOLLIGER & BURRI 1970). Comme dans le Jura français en allant vers l'est, les Calcaires de Besançon s'enrichissent en bioclastes («Calcaires à Cardium» de la région de Montbéliard), puis en oolithes vers Biel, Moutier, Soleure, jusqu'au récif d'Olten (GYGI 1969).

Ces faciès de haute énergie rappellent les Couches du Morillon de la région de Champagnole.

En conséquence – et avant même d'en venir aux relations entre la plate-forme et le bassin – il faut abandonner la corrélation proposée (ENAY 1966) entre le vrai calcaire à momies principal (=Hauptmumienbank) du Jura suisse et les niveaux à oncolithes de la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le Jura méridional, situés au toit des Calcaires pseudolithographiques (datés de la zone à Planula) et des Couches du Morillon (=Calcaire à momies principal, ENAY 1966; Couches de la Tour, ENAY 1965; Calcaire d'Aranc BERNIER 1984). En particulier les niveaux à oncolithes de Pontarlier (défilé d'Entreportes, La Gauffre), qui ont joué un rôle déterminant dans cette corrélation, représentent bien, selon M. A. ZIEGLER (1962, profil La Gauffre, no VI/91), le Hauptmumienbank du Jura central. Ils ne sont pas la suite vers le nord du banc à momies de la limite Oxfordien–Kimméridgien du Jura méridional connu jusqu'à Morez et au Risoux (=calcaire dolomitique à mélobésiées de AUBERT 1942).

L'abandon de cette corrélation fait disparaître le problème qu'elle soulevait sur le plan paléogéographique (cf. ENAY 1966, p. 206): si le Hauptmumienbank du Jura central est bien une formation d'arrière-récif, les niveaux à oncolithes du Jura méridional, appuyés au nord-ouest à des accumulations bioclastiques ou oolithiques, viennent mourir dans les faciès à ammonites de la Haute-Chaîne.

3.2.2 Les faciès de bassin

Avec ces derniers, les corrélations sont toujours essentiellement lithostratigraphiques. Dans les faciès de plate-forme, les bons marqueurs biostratigraphiques manquent. Les ammonites, réellement rares ou négligées, n'interviennent qu'assez peu ou pas dans les corrélations. Quand des équivalences avec les zones d'ammonites de référence sont données, elles sont déduites des corrélations lithostratigraphiques.

A l'exception de BOLLIGER & BURRI (1967, 1970) et, récemment, GYGI & PERSOZ (1986), tous les autres travaux qui se sont succédés au cours des trente dernières années conservent le schéma d'ensemble de ROLLIER. Nous rappellerons d'abord les deux schémas de corrélation avant d'examiner les différences et/ou les ressemblances avec celui proposé pour les faciès équivalents du Jura méridional.

A. Les corrélations traditionnelles et les nouveaux schémas de BOLLIGER & BURRI (1967, 1970), GYGI & PERSOZ (1986)

La plupart des travaux (P. A. ZIEGLER 1956; M. A. ZIEGLER 1962; ZIEGLER & TRÜMPY 1964; GYGI 1969) conservent l'équivalence entre le Rauracien-type (= plate-forme) et l'Argovien-type (= bassin). Au cours de l'Oxfordien les faciès coralliens et les carbonates de plate-forme de type «rauracien» envahissent plus ou moins largement les faciès de bassin représentés seulement au-delà d'Olten vers l'est.

Dans ce schéma, les Couches d'Effingen l. s. passent aux faciès rauraciens par l'intermédiaire des calcaires de transition (= Übergangskalk). Ce dispositif rappelle le schéma de GIRARDOT & DE LORIOL (1902–1904; cf. aussi ENAY 1964), qui plaçaient dans leur Argovien II, avec les Couches d'Effingen, les niveaux qui seront ensuite séparés comme Calcaires hydrauliques et corrélés avec les Couches de Birmensdorf ou Argovien I (ENAY 1966).

Un autre aspect de ce schéma est la superposition des Marnes à natices de la plate-forme «séquanienne» et des Couches d'Effingen du bassin «argovien» (cf. M. A. ZIEGLER 1962, pl. II à VI) qui constitue un argument important à l'appui des corrélations traditionnelles. Mais dans plusieurs profils ou cartes de faciès (ibid., pl. II, III, IX et XI) la limite d'extension vers le sud des apports détritiques dans les Marnes à natices coïncide presque (trop) parfaitement avec la limite nord des Couches d'Effingen (dans lesquelles ces apports existent, mais n'avaient pas encore été reconnus). Cependant, un léger recouvrement apparaît dans le profil III (pl. IV) tandis que les limites sont plus éloignées dans les profils IV et? V (pl. V et VI). Dans plusieurs profils de la zone de passage plate-forme–bassin: Le Noir Bos III/40b, gorges de Moutier II/20 et 21, gorges du Pichoux III/39, ZIEGLER (1962) observe la succession suivante de bas en haut: Effinger Schichten, Korallenkalk, Vorbourgkalk, Natica-Mergel. A Moutier, plusieurs niveaux de Korallenkalk sont interstratifiés dans les Effinger Schichten. Dans ces profils, les couches rapportées aux Effinger Schichten correspondent probablement aux Calcaires hydrauliques de Champagnole de la zone à Transversarium qui remplacent progressivement par la base les calcaires à polypiers du «Rauracien». Le même phénomène s'observe entre St-Gorgon-la-Main et Pontarlier. Les Couches d'Effingen n'existent pas encore dans la région des gorges de Moutier où l'Oxfordien supérieur débute par les Marnes à natices.

BOLLIGER & BURRI (1967, 1970) ont vraiment innové en présentant un schéma des relations entre la plate-forme et le bassin contraire à la tradition et à toute la littérature antérieure depuis ROLLIER. Il est construit à partir de corrélations basées sur la distribution des apports détritiques: le début et la fin des apports principaux (= Hauptschüttungen) servent aux corrélations majeures; au-dessus et au-dessous, deux apports secondaires (= Nebenschüttungen) apportent des éléments de corrélation complémentaires.

Dans les deux schémas présentés successivement, l'épaisse série carbonatée de la plate-forme (= Rauracien-type) et les Calcaires de Pichoux ou calcaires de transition (= Übergangskalk) de M. A. Ziegler passent vers le bassin (= faciès argovien) aux seules Couches de Birmenstorf, toujours peu épaisses. Les faciès séquaniens de la plate-forme (= Séquanien-type) correspondent ainsi, non seulement aux niveaux déjà mis dans le Séquanien, mais aussi à l'épaisse série des Couches d'Effingen l. s. de l'Argovien supérieur.

Pour la plate-forme séquanienne, les deux schémas correspondent à deux interprétations des rapports entre les niveaux à momies groupés jusqu'ici dans le Hauptmumienbank et le repère fourni par la fin des apports principaux. En 1967, un seul niveau à oncolithes est conservé, le Hauptmumienbank, diachrone du nord vers le sud, ainsi que les formations encadrantes (Marnes à natices et Couches à Humeralis); en 1970, sont séparées deux unités avec oncolithes: le véritable Hauptmumienbank, d'extension limitée au nord-ouest, dans l'intervalle correspondant aux apports principaux; le Calcaire à algues des Hautes-Roches, plus récent, au niveau ou au-dessus de l'apport principal, d'extension plus large, à la base ou en intercalation dans les faciès oolithiques (Oolithe de Sainte-Vérène, Oolithe de Balmberg).

Dans leur interprétation la plus récente (1970), la stratigraphie du Séquanien est totalement revue; la nomenclature des formations (et sous-formations!), avec la synonymie résultante, atteint une complexité qui ne facilite pas la comparaison avec les autres travaux.

Le schéma présenté par GYGI & PERSOZ (1986), est réalisée également par corrélations litho- et minéralostratigraphiques combinées avec la biostratigraphie; grâce à la diversité et au nombre plus élevé de repères utilisés, il est plus précis avec une nomenclature des formations légèrement simplifiée, mais il conserve les grandes lignes des corrélations de BOLLIGER & BURRI.

B. Comparaison avec le schéma des corrélations pour le Jura français (fig. 7)

Avec près de 20 ans d'avance pour le schéma de BOLLIGER & BURRI, les corrélations d'ensemble avec les faciès de bassin sont très proches pour le Jura méridional et pour le Jura suisse; y compris les équivalences avec les zones d'ammonites, même si celles-ci n'ont pas été obtenues directement.

La correspondance des deux schémas est excellente pour le «Rauracien» et équivalents. D'une part, le Calcaire de Pichoux est dans la situation des Calcaires hydrauliques et d'autre part, ceux-ci sont les seuls équivalents des calcaires à polypiers développés au-delà du faisceau salinois. Cette corrélation s'accorde bien avec les ammonites citées par R. Gygi ou examinées dans sa collection (R. E.): dans le Calcaire de Pichoux, à Rondchâtel *Subdiscophinctes (Aureimontanites)* sp. (GYGI 1982), genre qui a son acmé

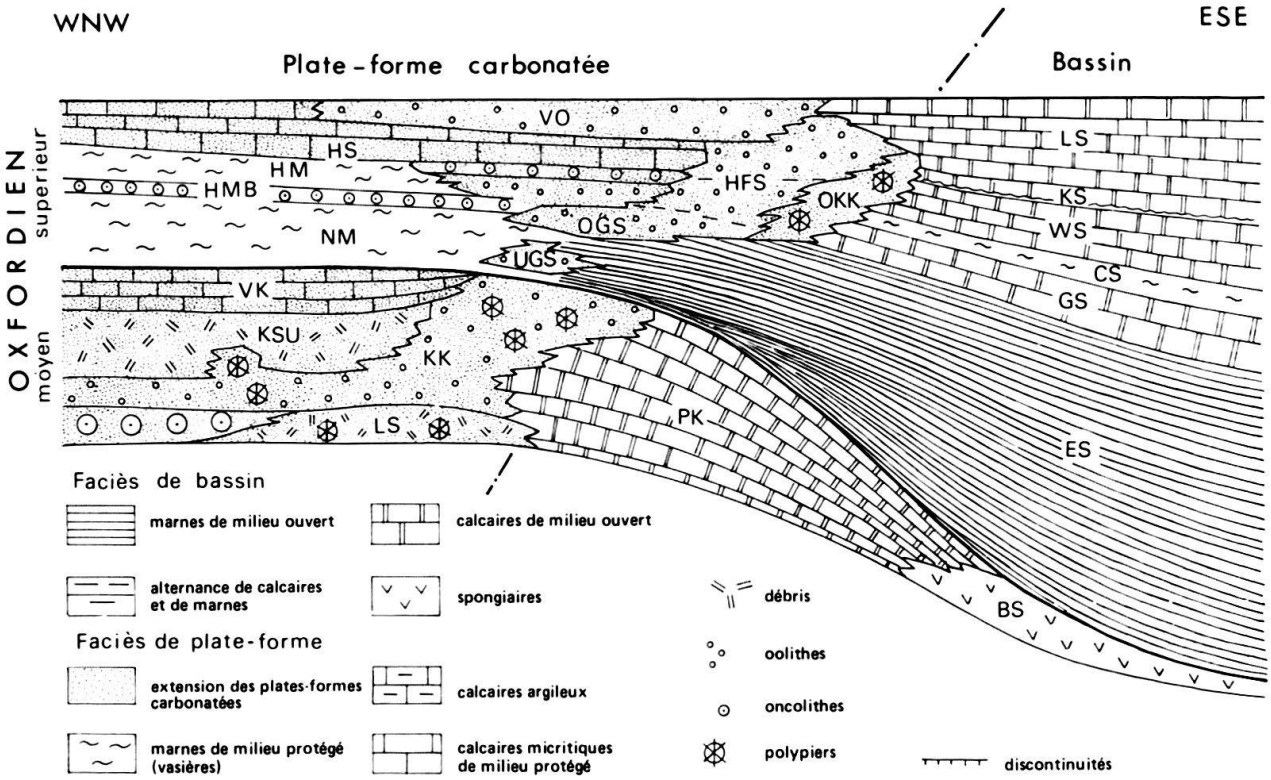


Fig. 7. Interprétation du passage des faciès de plates-formes carbonatées aux faciès de bassin au cours de l'Oxfordien moyen et supérieur dans le Jura suisse, à partir des schémas et profils de BOLLIGER & BURRI (1967, 1970), GYGI (1969). Schéma sans échelle inspiré de celui de BOLLIGER & BURRI (1970, fig. 37).

Formations de l'Oxfordien supérieur

VO	Verena-Oolith	NM	Natica-Mergel
OKK	Olten-Korallenkalk	LS	Letzi-Schichten
HFS	Holzflue-Schichten	KS	Knollen-Schicht
OGS } UGS }	Obere/untere Günsberger Schichten	WS	Wangener-Schichten
		CS	Crenularis-Schichten
HS	Humeralis-Schichten	GS	Geissberg-Schichten
HM	Humeralis-Mergel	ES	Effinger Schichten
HMB	Hauptmumienbank		

Formations de l'Oxfordien moyen

VK	Vorbourg-Kalke	LS	Liesberg-Schichten
KSU	Kreide von St-Ursanne	PK	Pichoux-Kalke
KK	Korallenkalk	BS	Birmenstorfer Schichten

dans la sous-zone à Schilli de la zone à Parandieri (=zone à Plicatilis l. s. in GYGI); dans la Craie de Saint-Ursanne, *P. (Perisphinctes) alatus, P. (Dichotomosphinctes)* cf. *wartae* et *S. (Aureimontanites)* sp. de la zone à Parandieri; enfin, dans les Marnes à natices, *P. (Per.) panthieri,* espèce fréquente dans les Couches d'Effingen et du Geissberg (zone à Bifurcatus) du Jura méridional.

Au-dessus, pour le «Séquanien» et équivalents, les deux schémas de 1967 et 1970 ne montrent jamais le passage direct des marnes de la plate-forme (Marnes à natices, Marnes

à Humeralis) aux marnes du bassin, toujours séparées par une barrière corallienne (=Moutierkorallenkalk). Ainsi, ils ne diffèrent pas sur ce point des schémas plus anciens.

La continuité spatio-temporelle d'un ensemble corallien l.s. (=Korallenkalk) formant une barrière pérenne pendant tout l'Oxfordien ne paraît pas la seule interprétation possible. D'une part, dans le Korallenkalk sont réunis des faciès divers, pas toujours construits, ni même vraiment à coraux, plus souvent à débris ou oolithiques; d'autre part, sauf à la fin de l'apport détritique principal, quand la sédimentation carbonatée se généralise, il n'apparaît pas dans le Séquanien d'accumulations carbonatées comparables à celles du Rauracien. Dans l'intervalle correspondant à l'apport détritique principal, les profils donnés par M.A. ZIEGLER (1962) ou BOLLIGER & BURRI (1967) montrent des intrications de niveaux marneux, plus ou moins nombreux et/ou épais dans les calcaires (ou bien l'inverse!).

A partir des seuls profils, il est tout à fait possible de concevoir un schéma des relations entre la plate-forme et le bassin comparable à celui réalisé pour le Jura français (fig. 7). Sans doute, faut-il admettre la réapparition plus précoce des environnements de plate-forme carbonatée, dès la zone à Bimammatum et, même la zone à Bifurcatus d'après les rares ammonites connues. A Rondchâtel, sur les Couches d'Effingen avec *P. (Dichotomoceras)* cf. *bifurcatoides,* les marnes sableuses sous les premiers coraux (=Couches de Günsberg inférieures selon BOLLIGER & BURRI 1970) livrent encore *P. (Dichotomoceras)* sp. (GYGI 1982); dans le profil-type de Günsberg, la formation a donné *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* avec *Euaspidoceras* sp. et, plus haut, *O. (Orthosphinctes)* sp. (ENAY 1966; GYGI 1969). Dans les gorges de Court, *O. (Orthosphinctes) tiziani,* d'abord cité (in ZIEGLER 1962, p. 42, pl. 11/22) comme *Per. (Dichotomosphinctes)* sp. indet. aff. *falculae* a été trouvé par R. Gygi (cf. GYGI et al. 1966; GYGI 1969; BOLLIGER & BURRI 1970) dans des niveaux marneux de la partie supérieure de l'apport détritique principal sous le Calcaire à algues des Hautes-Roches selon BOLLIGER & BURRI (1970). Cette dernière attribution est plus satisfaisante que celle de P.A. ZIEGLER et M.A. ZIEGLER, pour qui ces niveaux à momies représentaient l'Hauptmumienbank. En tout cas, elle s'accorde bien avec l'âge admis par BOLLIGER & BURRI et aussi pour le Jura français à la base de la zone à Bimammatum.

Par contre, cela ne cadre pas avec la corrélation proposée par GYGI (1969) et abandonnée récemment (GYGI & PERSOZ 1986) entre le Hauptmumienbank (avant que BOLLIGER & BURRI distinguent deux unités à oncolithes) et la Knollenschicht du Jura d'Argovie, plus récente (zone à Planula). Comme cela a déjà été envisagé (ENAY 1966, fig. 73 et p. 282), la Knollenschicht pourrait correspondre à l'intercalation à plantes et glauconie des Couches du Morillon de la région de Champagnole (=niveau à pseudocyclammines du «Séquanien» inférieur de GUILLAUME 1960); par contre, il n'est plus question de les relier aux intercalations limniques connues au nord de Pontarlier (OERTLI & ZIEGLER 1958) ou dans les Calcaires de la Vorbourg, plus généralement le «Séquanien» inférieur des auteurs (cf. Tidalites de Mouchard).

Avec le schéma plus détaillé de GYGI & PERSOZ (1986), les corrélations réalisées dans le Jura français (fig. 6) et l'interprétation proposée pour le Jura suisse (fig. 7) sont proches en particulier pour les niveaux correspondants au Séquanien type. Les désaccords concernent certaines datations, indépendamment de l'utilisation de schémas zonaux de référence différents, et le découpage séquentiel sur lequel nous reviendrons. Entre le bassin et la plate-forme les faciès construits à coraux sont moins développés et disparaissent même,

brièvement et assez tardivement (vers le début de la zone à Bimammatum). Mais la plate-forme carbonatée ne disparaît jamais vraiment et sépare la vasière des marnes séquaniennes du bassin, situation différente de celle réalisée dans le Jura français.

3.3 Bordure orientale du Massif central (fig. 5)

Les données utilisées sont extraites des travaux suivants: Synthèse du sud-est (DEBRAND-PASSARD et al. 1984); MENOT & PASCAL 1979; MENOT et al. 1982.

Au nord, les plateaux de la Haute-Saône relient les affleurements du Jura à ceux du Dijonnais. Vers le sud, les structures tertiaires bressannes sont responsables de l'allongement N–S des panneaux jurassiques. C'est sans doute ce qui a conduit la plupart des auteurs à privilégier les corrélations le long de cette bordure au détriment des corrélations avec la bordure jurassienne du fossé bressan. Et pourtant, la disposition SW–NE des zones de faciès jurassiennes incite à rechercher leurs prolongements éventuels sur l'actuelle bordure centralienne.

3.3.1 Du sud de la Haute-Marne à la vallée du Rhoin au nord de Beaune

De la zone à Transversarium à la zone à Bimammatum (pars) la sédimentation oxfordienne reprend avec un niveau constant à la base:

- 1 à 3 m de calcaires à *Balanocrinus subteres,* riches en fragments de crinoïdes et en spongiaires datés de la zone à Transversarium, sous-zone à Parandieri.
- Puis se déposent 30 à 35 m de marnes: les Marnes de Talant.
- Enfin le sommet de la zone à Transversarium est représenté par 25 m de calcaires argileux à *Pholadomya lineata* datés de la sous-zone à Schilli et terminés par une surface perforée qui coiffe la première séquence sédimentaire oxfordienne. Les Marnes de Talant et les Calcaires à *Pholadomya lineata* sont donc l'équivalent des Calcaires hydrauliques de la région de Dole et des calcaires oolithiques et à polypiers qui les surmontent. Vers le nord-est, ces formations passent latéralement aux Calcaires de Montigny-sur-Vingeanne définis à l'ouest de Champlitte (feuille de Champlitte à 1/50000; CONTINI 1986).
- La deuxième séquence oxfordienne débute par les Marnes à *Pholadomya cor,* marnes grises silteuses renfermant des bancs de calcaires silteux et à la partie supérieure des calcaires à oncolithes rousses datés à Vergy de la zone à Bimammatum.
- Le faciès et l'âge de ces marnes permettent de les rapprocher des Marnes de Besançon. Les Marnes à *Pholadomya cor,* réduites à une vingtaine de mètres à l'ouest près de Dijon, s'épaississent vers le sud jusqu'à atteindre 60 à 70 m près de Vergy.
  Vers le nord, elles deviennent plus calcaires comme les Marnes de Besançon dans la partie nord-ouest de la Haute-Saône et se chargent en oolithes, bioclastes dans leur partie supérieure.

Le sommet de la zone à Bimammatum et la zone à Planula sont représentés par des calcaires micritiques et des calcaires oolithiques et bioclastiques.

Au nord de Dijon apparaissent des calcaires construits (Pierre d'Is-sur-Tille).

A l'est d'Is-sur-Tille, les formations construites disparaissent et en Haute-Saône, dans les régions de Champlitte et Gray, il n'y a plus que des niveaux oolithiques et oncolithiques interstratifiés dans des calcaires micritiques (Calcaires de Besançon).

3.3.2 Région de Beaune: entre la vallée du Rhoin et la vallée de la Dheune

La sédimentation est très différente:

- Au-dessus des calcaires à *Balanocrinus subteres* peu épais on trouve des calcaires rouges à silex avec des ammonites de la zone à Bifurcatus.
- Cette série réduite est recouverte par les Calcaires de Beaune, 50 m de calcaires oolithiques et bioclastiques qui passent latéralement vers le nord aux Marnes à *Pholadomya cor*.
  A l'est de Beaune, de l'autre côté de la plaine de la Saône vers Dole, les Marnes de Besançon renferment de nombreux bancs calcaires à oolithes et oncoïdes qui pourraient être l'équivalent des Calcaires de Beaune.
- Les Calcaires de Beaune sont coiffés par les Marnes de Pommard (10 m) qui représentent la partie supérieure des Marnes à *Pholadomya cor* et sont datées de la sous-zone à Hypselum.
- Le sommet de la zone à Bimammatum est le siège d'une sédimentation importante: Calcaires de Nantoux (30 à 35 m), Marnes de St-Romain, Calcaires oolithiques de St-Romain (50 à 60 m).
  Enfin la série calcaire se termine par des calcaires compacts à grains fins identiques aux Calcaires de Besançon.

3.3.3 La côte chalonnaise et le Mâconnais

L'essentiel des données utilisées vient de la récente synthèse du sud-est (DEBRAND-PASSARD et al. 1984) et de la thèse de VIOLLET (1986). Celui-ci a bien souligné les ressemblances parfois étonnantes avec les séries du Jura externe entre Lons-le-Saunier au nord et Pont d'Ain au sud.

a) La série est très marneuse *jusque dans la partie moyenne de l'Oxfordien supérieur.* Au-dessus des Marnes à fossiles pyriteux de l'Oxfordien inférieur et moyen (pars), des niveaux de calcaires argileux dans les marnes ont livré des faunes depuis la zone à Transversarium (sous-zone à Schilli) de l'Oxfordien moyen jusqu'à l'extrême base (sous-zone à Hypselum) de la zone à Bimammatum de l'Oxfordien supérieur. Elles correspondent à la «trilogie argovienne» (Couches de Birmenstorf, d'Effingen et du Geissberg) et à une partie des Calcaires lités du Jura méridional. En particulier, les calcaires argileux de la base, localement à spongiaires, rappellent les Couches de Birmenstorf et, comme elles, ils marquent la reprise de sédimentation dans les domaines de lacune ou à série réduite.

b) *A partir de la zone à Bimammatum,* la série est plus calcaire et affleure mieux. On peut saisir une évolution du sud vers le nord:

- Dans le sud du Mâconnais, la ressemblance avec les Calcaires lités du Jura méridional est remarquable. Les Calcaires de Levigny ont livré autrefois une faune de la zone à

Bimammatum (sous-zones à Hypselum et Bimammatum); par leur faune et aussi par le faciès, ils sont tout à fait comparables à la barre inférieure des Calcaires lités du Jura méridional, qui a son meilleur développement dans le Revermont, à l'est de Bourg-en-Bresse. Ils supportent une série à nouveau plus argileuse dans laquelle sont développés de petits biohermes à spongiaires (Couches de Charnay) avec une faune d'ammonites et de brachiopodes de la zone à Bimammatum (sous-zone à Bimammatum). Au sommet, les niveaux à oncoïdes des Calcaires de Sommeré (VIOLLET 1986) semblent bien correspondre au troisième niveau à concrétions du Jura méridional, le plus étendu.

– Dans le nord du Mâconnais, plus riche en bons affleurements, la série est à peine différente. A la base, les mudstones de la partie inférieure des Calcaires du Bois Mouron de VIOLLET (= Pierre Caille) doivent correspondre aux Calcaires de Levigny (et à la barre inférieure des Calcaires lités). Mais très vite, les calcaires sont plus grossiers, de type packstone à grainstone, à oolithes, bioturbations et stratification oblique; la partie supérieure à rares oncoïdes est comparée par VIOLLET au deuxième niveau à concrétions du Jura méridional. Les oncoïdes sont surtout développés dans les Calcaires de Tournus, ici aussi avec une faune de brachiopodes de la partie supérieure de la zone à Bimammatum qui confirme la corrélation avec le troisième niveau à concrétions du Jura; la formation est remarquable par l'organisation en séquences des niveaux à oncoïdes et la présence constante d'oolithes plus ou moins abondantes.

– Dans le Chalonnais, les Calcaires rouges de Givry, datés de la zone à Bimammatum par des brachiopodes et des ammonites, sont l'équivalent des Calcaires de Tournus, avec un faciès plus franchement oolithique et bioclastique, à stratification oblique. Les oncoïdes sont développés seulement au sommet de la formation.

c) *Au sommet (Oxfordien et ?Kimméridgien basal)* la série devient partout plus calcaire, associant des calcaires à grain fin, de type mudstone à wackestone le plus souvent, et des calcaires grainstones à oolithes.

– Dans le Mâconnais, ils constituent la formation des Calcaires de Lugny définie dans la partie nord. Dans le sud, les unités reconnues localement (cf. Calcaires de Domange, des Cachettes in VIOLLET 1986) sont sans doute des éléments d'une même formation; la succession des faciès y est semblable à celle des Calcaires de Lugny. Les niveaux inférieurs, lithographiques, offrent beaucoup de ressemblance avec les Calcaires pseudolithographiques de la zone à Planula du sud du Jura. Ensuite, les calcaires wackestones, à débris ou foraminifères, parfois à oncolithes ou rares oncoïdes, sont traversés par des bancs épais et massifs de calcaires grainstones à oolithes. L'intrication des faciès rappelle le passage à l'Oolithe de Corveissiat (ou de Ramasse) dans la partie supérieure des Calcaires pseudolithographiques du Jura méridional.

– Dans la région de Chalon-sur-Saône, la série débute par des calcaires micritiques, à pellets ou à bioclastes, les Dalles de Dracy-le-Fort, encadrant plusieurs mètres de calcaires plus bioclastiques à oncoïdes. Au-dessus, les Calcaires de Fontaine, très blancs, oolithiques, à oncolithes dans la partie supérieure, termineraient l'Oxfordien. Les premiers niveaux de la formation suivante (Calcaires blancs crayeux) sont attribués au Kimméridgien inférieur. Au-dessus et latéralement vers le nord, ces faciès

passent à des calcaires compacts à grain fin terminés par une surface perforée comme les Calcaires de Besançon dont ils sont le prolongement.

4. Paléogéographies et événements de l'Oxfordien supérieur

Les nouvelles corrélations adoptées modifient assez profondément l'organisation et l'évolution paléogéographique jusqu'ici encore largement tributaire – malgré les ajustements et/ou précisions apportés – des schémas proposés à peu près à la même époque par ROLLIER et BOURGEAT.

Les trois cartes présentées débordent le secteur directement étudié pour vérifier à l'échelle régionale la cohérence du schéma proposé. A partir des corrélations avec les régions voisines, elles ont été étendues à tout le Jura et à la bordrue centralienne du fossé bressan.

Nous avons retenu trois intervalles jugés les plus représentatifs, un à la partie supérieure (zone à Transversarium) de l'Oxfordien moyen et deux dans l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum et zone à Planula). Ce sont les mêmes qui figurent déjà dans la synthèse réalisée par le Groupe français du Jurassique (ENAY et al. 1980) ou dans la récente synthèse géologique du bassin du sud-est (DEBRAND-PASSARD et al. 1984) qui utilise déjà les corrélations présentées ici. On pourra donc apprécier facilement les changements imposés par les nouvelles corrélations.

Pour les trois périodes considérées, on retrouve le développement très inégal des zones de faciès, plus largement étalées vers le sud dans la partie occidentale (Jura français et bordure orientale du Massif central), étroites dans la partie orientale de la chaîne, au-delà de Pontarlier et vers le nord-est, sur le Jura suisse.

L'orientation des zones de faciès par rapport aux structures jurassiennes est sans doute en partie responsable de leur resserrement dans la partie du Jura où elles sont parallèles aux plis. Et plus encore dans les interprétations de la Haute-Chaîne jurassienne qui admettent des unités décollées et largement chevauchantes (BITTERLI 1972). Cependant, lorsqu'elles sont à nouveaux orthogonales aux plis, dans le Jura bâlois et argovien, elles ne retrouvent pas l'ampleur des zones de faciès développées dans la partie occidentale.

Ainsi, l'étalement des zones de faciès du Jura français paraît pour l'essentiel indépendant du plissement jurassien dont l'action est limitée. C'est sans doute un trait propre à cette partie de la plate-forme jurassienne, entre le futur faisceau salinois au nord et l'Ile Crémieu au sud.

Avant d'aborder la paléogéographie, il semble utile de redéfinir quelques termes utilisés dans les descriptions.

- Le terme de *bassin* s'emploiera pour désigner des milieux ouverts de basse énergie, sur plate-forme continentale «externe» où l'influence des vagues ne se fait pas sentir sur le fond.
- Le terme de *plate-forme carbonatée* désigne un milieu à sédimentation essentiellement carbonatée, peu profond, pouvant englober des zones de haute énergie avec sédiments grossiers ou bioconstructions et des zones protégées de moyenne ou faible énergie.
- Une *vasière* est un milieu situé à l'emplacement d'une plate-forme peu profonde, mais où se déposent des marnes et qui peut être parfois confiné.

4.1 La première plate-forme carbonatée de l'Oxfordien moyen (fig. 8)

Durant l'Oxfordien moyen, dans la Haute-Saône et le Jura septentrional, la sédimentation marneuse ou argilo-calcaire est remplacée, au sommet de la zone à Plicatilis (sous-zone à Antecedens) par des dépôts calcaires souvent à silex, déjà subcoralliens (Couches de Liesberg) dans le Jura suisse, ou qui le deviennent seulement au cours de la zone à Parandieri (Calcaires de Dole, Calcaires à débris silicifiés) et précédent la véritable plate-forme à coraux.

Au début de sa formation, celle-ci dessine vers le sud-ouest deux lobes ou expansions (au sud de Gray et au sud-ouest de Salins-les-Bains) entourant les Calcaires hydrauliques de la région doloise qui seront ensuite recouverts par des calcaires oolithiques et coralliens jusque vers Saint-Jean-de-Losne.

Cette plate-forme carbonatée peu profonde «rauracienne» s'étend vers l'ouest jusqu'à Champlitte et Pontailler; sa limite sud correspond avec le faisceau salinois et vers Maîche, ce faciès mord sur la Haute-Chaîne et occupe le Jura suisse jusque vers Moutier. Vers le nord, elle se poursuit en Alsace.

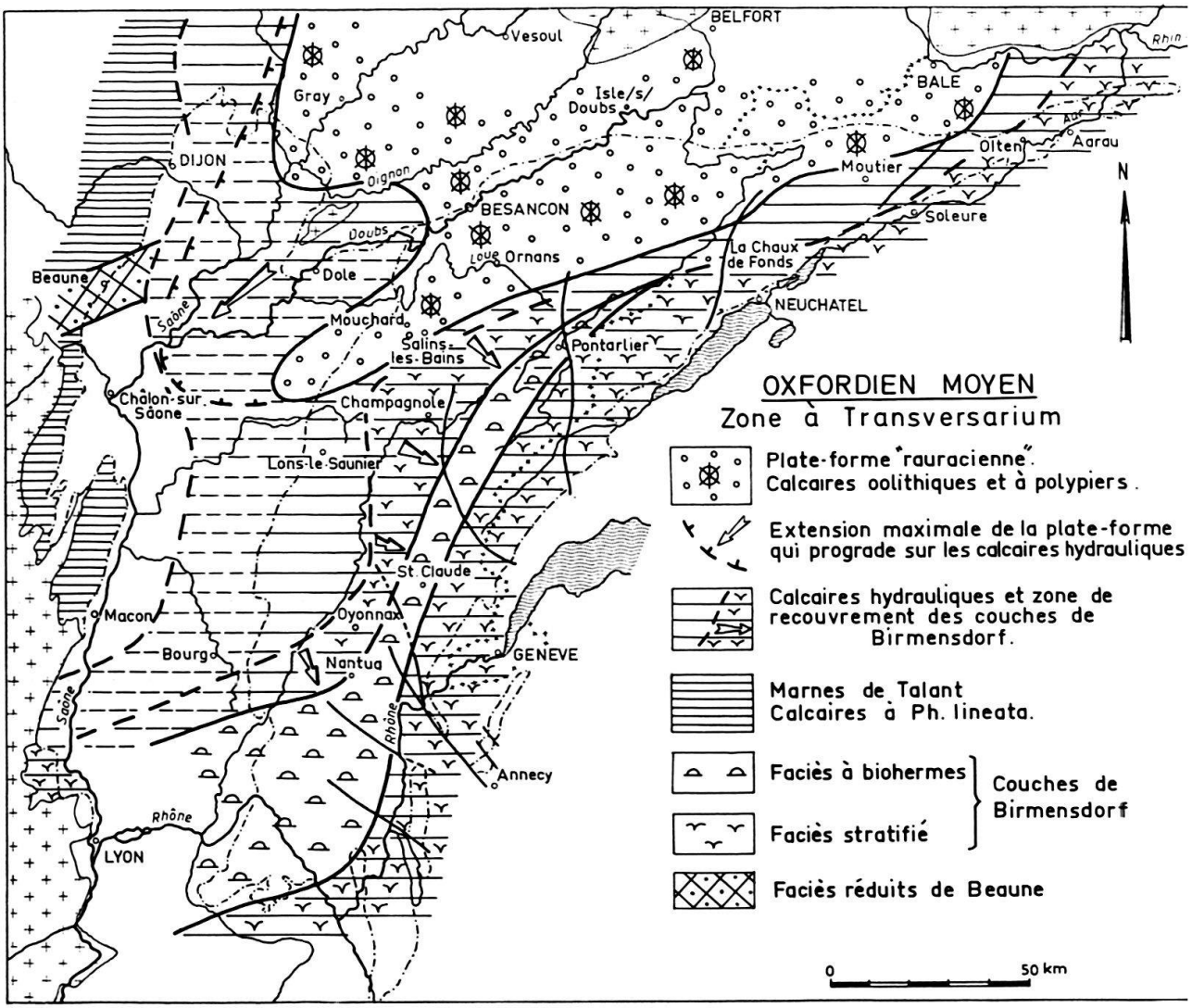


Fig. 8. Carte de répartition des faciès à l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium).

De part et d'autre de la plate-forme s'étendent les faciès «argoviens» avec des environnements de plate-forme externe à sédimentation marnocalcaire alternante (Calcaires hydrauliques, Calcaires de Pichoux) ou marneuse (Marnes de Talant) et fonds à spongiaires sur lesquels se développent des bioconstructions avec une armature d'éponges (faciès à biohermes des Couches de Birmensdorf ou Birmenstorf).

A partir de la bordure sud du faisceau salinois où elles ont leur épaisseur la plus forte, les séries argoviennes diminuent assez régulièrement d'épaisseur vers le sud-est jusqu'au bord interne de la chaîne où elles reposent sur les niveaux réduits ou condensés du Callovien–Oxfordien inférieur et moyen (pars) qui peuvent même manquer totalement.

Les apports sédimentaires semblent donc provenir du nord et se déposent en bordure du talus séparant la plate-forme carbonatée «rauracienne» des «bassins» de plate-forme externe. Les niveaux à spongiaires, d'abord largement étendus vers le nord-ouest presque jusqu'au contact de la plate-forme carbonatée, reculent devant les arrivées marno-calcaires qui les recouvrent. Ce n'est qu'au sud et à l'est où les apports sont moins importants qu'ils arrivent à lutter contre l'envasement et à croître en hauteur en donnant des bioconstructions (GAILLARD 1983).

Au sommet de la zone à Transversarium, lorsque la «plate-forme rauracienne» atteint son développement maximal, apparaissent dans sa partie interne des faciès de milieu peu profonds et protégés à débris et oncolithes (Calcaires crayeux de St-Ursanne, Calcaires crayeux à Diceras) et vers la fin de l'Oxfordien moyen, s'installe un véritable lagon protégé, avec tendance au confinement: Calcaire de la Vorbourg dans le Jura suisse, Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs en Franche-Comté septentrionale.

En fin d'évolution de la séquence, le lagon tend vers l'émersion et se déposent alors des laminites découpées de fentes de dessication dans les régions de Besançon, Quingey, Ornans: les Tidalites de Mouchard. Les premiers apports terrigènes apparaissent associés à des indices d'influence continentale (débris végétaux supérieurs, characées, vertébrés), connus également dans le Jura suisse à la partie supérieure des Calcaires de la Vorbourg.

L'apport terrigène atteint aussi les faciès de plate-forme externe ou de bassin terminés par les «bancs-limites» (Calcaires hydrauliques, Calcaires de Pichoux). L'augmentation des apports, associée à un changement des constituants argileux majeurs se produit dans la partie supérieure des Calcaires hydrauliques et des Couches de Birmensdorf (BOLLIGER & BURRI 1967, 1970; GAILLARD 1983).

Une discontinuité met fin à cette première séquence, aussi bien sur la plate-forme que dans le bassin. Il a déjà été signalé (ENAY 1966, p. 294) que «l'arrêt de sédimentation ne peut avoir été que très bref», car dans les bancs-limites coexistent des *Larcheria* de la sous-zone à Schilli et les premiers *Dichotomoceras* primitifs surtout connus dans la zone à Bifurcatus. Cette association n'a pas la signification que lui ont attribuée MARCHAND et al. (1982), pour qui ces genres sont de même âge mais liés à des faciès différents et souvent exclusifs l'un de l'autre. Il y a beaucoup plus de raison pour un léger recouvrement des extensions verticales de ces genres qui, dans l'ensemble, sont successifs. Malgré sa durée brève, cette discontinuité marque un changement complet des conditions de milieu, et des faciès sédimentaires.

4.2 Les vasières de l'Oxfordien supérieur (fig. 9)

4.2.1 A l'Oxfordien supérieur

La reprise de sédimentation est accompagnée d'une augmentation brutale des apports terrigènes. Les faciès marneux s'étendent à l'ensemble du domaine jurassien et sur le nord-est de la France et vont noyer presque complètement la plate-forme carbonatée; mais compte tenu des incertitudes des corrélations dans le Jura suisse (cf. anté), il n'est pas possible d'affirmer qu'elle disparaît totalement. La représentation d'une barrière dite «corallienne» pérenne dans les schémas de BOLLIGER & BURRI nous paraît répondre plutôt à la persistance d'un modèle devenu contraignant. On trouve encore des faciès oolithiques ou bioclastiques, accompagnés parfois d'îlots coralliens dans le Jura suisse et dans la région de Beaune, en Côte d'Or, ainsi que des passées bioclastiques interstratifiées dans les marnes à l'ouest de Dole et dans la partie ouest de la Haute-Saône.

Malgré la généralisation de la sédimentation marneuse, il est possible de distinguer deux domaines paléogéographiques différents:

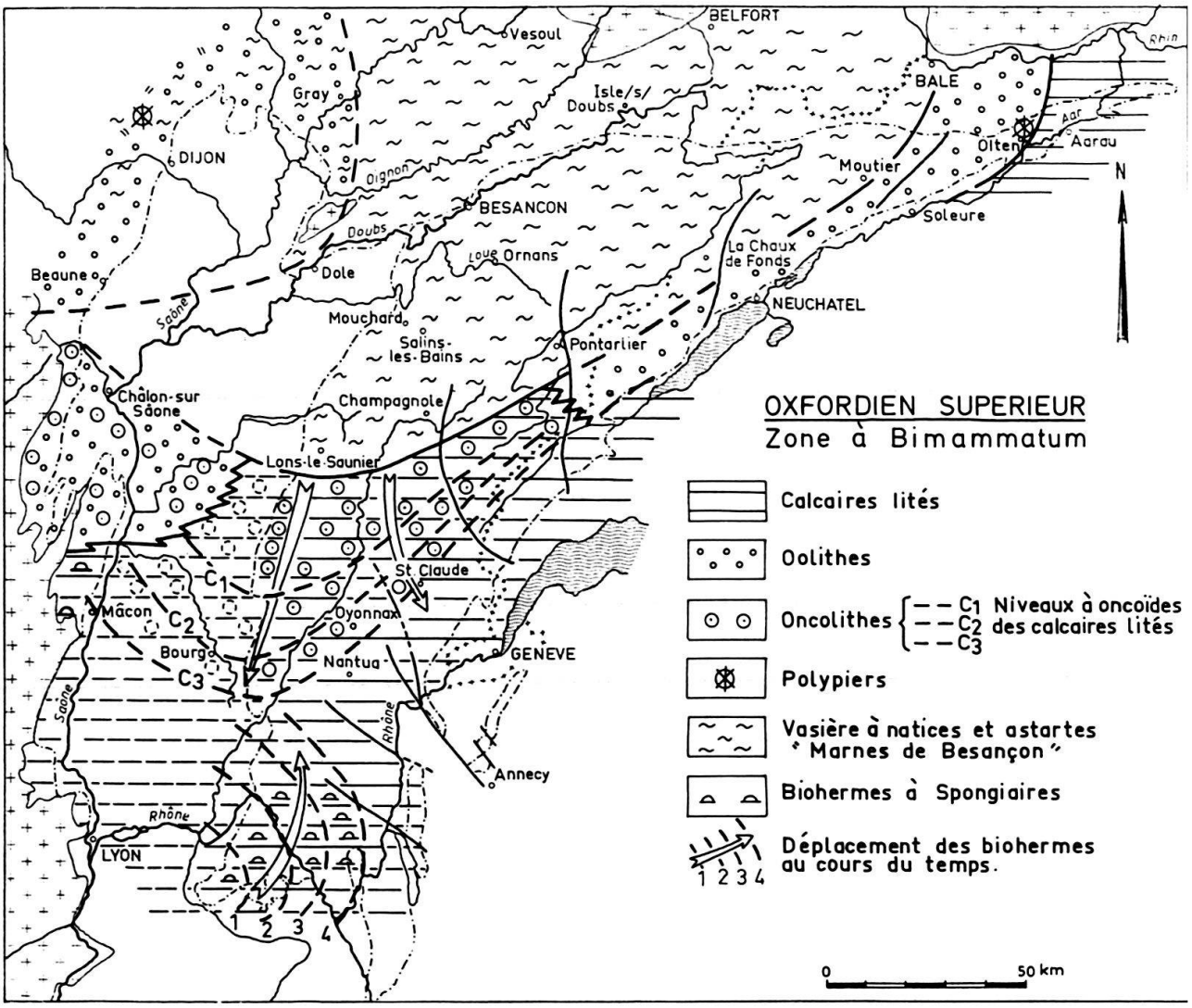


Fig. 9. Carte de répartition des faciès au milieu de l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum).

- au nord d'une ligne passant par Beaune, Lons, Champagnole, Pontarlier et Moutier, s'étend une vasière peu profonde occupée par les Marnes à *Ph. cor,* les Marnes de Besançon et les Natica- et Humeralis-Mergel,
- au sud, un domaine plus profond et plus ouvert: celui des Marnes d'Effingen et des Calcaires lités du Jura méridional, des Effinger et Crenularis-Schichten d'Argovie, et des Marnes de Chagny et des Calcaires de Levigny à l'ouest de la Saône.

Au cours du temps, il est possible de distinguer, tant dans la vasière que dans le bassin, deux séquences sédimentaires successives:

a) *La séquence inférieure* comprend les Couches d'Effingen et les Couches du Geissberg terminées par une discontinuité et où apparaissent, localement, les premiers oncoïdes. Dans la vasière, elle est formée par les Marnes de Besançon inférieures et les Natica-Mergel du Jura suisse et se termine par un banc à oncolithes rousses qui peut être corrélé avec l'Hauptmumienbank. La vasière s'étend jusque vers Champagnole où l'on trouve des niveaux bioturbés à bivalves (GAILLARD 1983 = faciès noduleux à terriers ENAY 1966) et les bancs à pernes inférieurs (ENAY 1966). Dans cette même région, les quartz sont assez abondants pour donner des «calcaires gréseux» (GIRARDOT 1888) ou des lits silteux (GAILLARD 1983). Tous ces caractères rapprochent ces faciès des Marnes de Besançon inférieures.

b) *La séquence supérieure* débute en domaine ouvert par les Calcaires lités et sur la vasière par les Marnes de Besançon supérieures ou Humeralis-Mergel dans le Jura suisse. C'est la répartition des faciès de la base de cette deuxième séquence qui est représentée sur la deuxième carte (fig. 9).

La paléogéographie va à nouveau se diversifier et il est possible de distinguer:

- Dans la région de Dijon une zone de haute énergie avec des calcaires bioclastiques et à polypiers.
- Une région où la vasière des Marnes de Besançon persiste; elle couvre la Haute-Saône, la région de Montbéliard–Belfort et le nord du Jura jusqu'à une ligne reliant Moutier à Lons-le-Saunier.
- Au sud de la vasière, trois niveaux à oncoïdes algaires (1er, 2e, 3e niveaux à concrétions de ENAY 1966 et GAILLARD 1983), de plus en plus épais et étendus, s'avancent vers le bassin jusque vers Oyonnax et Nantua. Sur la bordure du Massif Central, les fonds à oncoïdes se développent depuis Chalon (Couches rouges de Givry) à Tournus où ils se chargent en oolithes et atteignent ensuite le Mâconnais avec les Calcaires de Sommeré qui pourraient correspondre au troisième niveau à concrétions.
- A l'est près de Louhans, le forage de Vincelles a traversé également deux niveaux à oncoïdes avec des grainstones à débris.

Ces niveaux à oncoïdes n'ont pas encore la signification d'une véritable barrière, d'autant qu'ils sont interrompus par des périodes de sédimentation calcaréo-argileuse (=faciès lités). Mais déjà ils accentuent la séparation ébauchée au cours de la première séquence entre les vrais faciès lités externes – avec développement de biohermes – et les

faciès de vasière déjà en partie protégés de la mer ouverte. Ainsi, dans le domaine alors attribué aux Calcaires lités, les bancs silteux (cf. GAILLARD 1983, fig. 15 et 183–184) où les oolithes (ibid., fig. 19) sont développées en arrière des bancs à oncoïdes dans le «faciès vaseux à myacées» de CHOFFAT (cf. ENAY 1966) qui a mieux sa place dans la formation des Marnes de Besançon, au niveau de son membre supérieur. Celui-ci amorce ainsi une progradation des faciès de plate-forme interne ou protégée qui prendra toute son ampleur au cours de l'étape suivante.

Sur la partie la plus externe de la plate-forme, les fonds argilocalcaires (= faciès lités) sont envahis localement par des bioconstructions à spongiaires (cf. GAILLARD 1983). Dans la partie jurassienne, ils apparaissent d'abord dans l'Ile Crémieu, puis ils sont de plus en plus récents en gagnant vers le nord-est, sans jamais vraiment arriver tout à fait au contact des niveaux à oncoïdes progradant vers le sud. Les deux faciès sont associés dans le sud du Mâconnais, près de Mâcon où les biohermes des Couches de Charnay de VIOLLET (1986), équivalents de ceux de la partie moyenne des Calcaires lités, sont recouverts par le faciès à oncoïdes des Couches de Tournus qui s'avancent ici au-dessus du faciès à biohermes.

4.3 La deuxième plate-forme carbonatée de l'Oxfordien supérieur – ?Kimméridgien basal (fig. 10)

L'installation de cette deuxième plate-forme carbonatée correspond à une nouvelle avancée en direction du bassin. Les schémas traditionnels et les corrélations lithostratigraphiques sur lesquelles ils s'appuient y voient une progradation de la plate-forme «rauracienne» de l'Oxfordien moyen. Dans l'interprétation adoptée ici, elle est l'aboutissement de l'évolution amorcée au cours de l'étape précédente, après que la première plate-forme carbonatée ait à peu près complètement disparu: l'importante sédimentation terrigène (Couches d'Effingen + Calcaires lités) va provoquer une diminution de profondeur de la mer et la réapparition des faciès de haute énergie qui sont essentiellement carbonatés donnant naissance à des sables oolithiques clastiques. De plus, vers la fin de l'Oxfordien, les apports terrigènes s'épuisent et la sédimentation calcaire devient rapidement prépondérante, aussi bien dans le bassin que sur la plate-forme.

Jouant le rôle d'une barrière plus ou moins continue, les faciès de haute énergie traversent obliquement le Jura depuis Olten jusqu'au Revermont, pour se relier ensuite au Mâconnais. Ils correspondent à des accumulations biodétritiques ou bioclastiques à oolithiques ayant la valeur de rides ou de barres sableuses immergées qui séparent un lagon protégé de la mer ouverte. Les formations correspondantes, souvent nommées différemment par les auteurs et dépourvues d'éléments de datation valables, sont difficiles à corréler.

Dans la partie centrale, approximativement le secteur où s'étendaient les bancs à oncoïdes, se sont les accumulations bioclastiques à débris échinodermiques, oolithes et oncolithes des Couches du Morillon; selon les niveaux ou les localités, les divers éléments du faciès varient en importance, mais les bioclastes restent dominants. C'est dans ces faciès qu'est développée, entre Morez et Champagnole, l'intercalation marneuse à végétaux, *Alveosepta* et glauconie, longtemps confondue avec les marnes du Séquanien inférieur (GUILLAUME 1960), équivalent probable de la Knollen-Schicht d'Argovie (ENAY 1966, fig. 73, p. 282; GYGI & PERSOZ 1986).

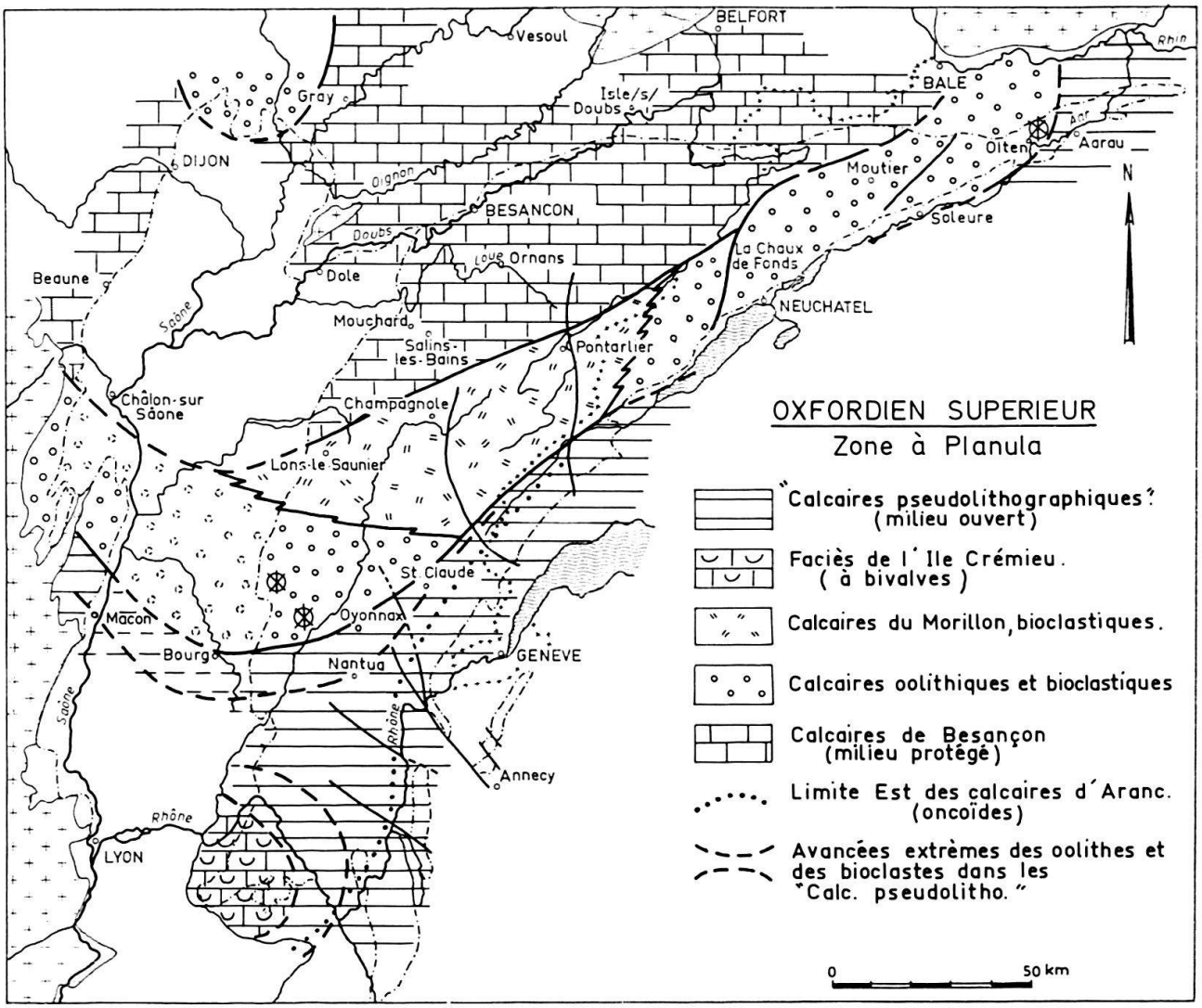


Fig. 10. Carte de répartition des faciès à l'Oxfordien supérieur terminal (zone à Planula).

Vers le sud-ouest, le faciès oolithique se développe, puis devient prépondérant dans l'Oolithe de Ramasse ou de Corveissiat (BERNIER 1984); c'est l'oolithe blanche des anciens auteurs ou de CLIN & PERRIAUX (1964). Les biohermes à polypiers branchus signalés par ces auteurs sont dans la partie externe de la barrière, tandis que les constructions «en colonnes ou en masses irrégulières» décrites par L. A. Girardot à Chatelneuf sont du côté interne. Dès 1901, A. Riche a montré que cette formation passait, vers l'ESE aux Calcaires pseudolithographiques bien datés de la zone à Plnula (ENAY 1958). Vers le haut, elle peut se poursuivre jusque dans le Kimméridgien inférieur.

A l'extrémité nord-est, la même situation est décrite par R. GYGI (1969) entre les Couches de Letzi (de la zone à Planula) et les Couches de Holzflue ou Oolithe de Balmberg et l'Oolithe Sainte Verène (cf. BOLLIGER & BURRI 1970; GYGI & PERSOZ 1986) au front desquelles est développé le récif d'Olten. A partir d'Olten jusque vers Pontarlier, où il passe progressivement aux Couches du Morillon, le faciès oolithique (=oolithe blanche des auteurs) est largement prépondérant à la partie supérieure de l'Oxfordien.

Revenant vers l'ouest, nous pensons trouver les derniers témoins de ces accumulations biodétritiques sur la bordure occidentale du fossé bressan dans les affleurements des Monts du Mâconnais et du Chalonnais. De Chalon-sur-Saône à Mâcon, aux bancs à oncoïdes succèdent d'abord des calcaires fins, bientôt intercalés de niveaux oolithiques (= Calcaires de Lugny, de Domange et des Cachettes, Dalles de Dracy-le-Fort), passant à un véritable grainstone oolithique (= Calcaire de Fontaine). Si les calcaires fins du sud du Mâconnais suggèrent un milieu de plate-forme externe comparable à celui des Calcaires pseudolithographiques du sud du Jura, ceux de la région de Chalon sont plus proches des calcaires fins séquaniens du lagon (Calcaire de Besançon).

Cette deuxième plate-forme carbonatée a une extension plus vaste vers le sud et le sud-est que la première, puisqu'elle atteint Olten, Neuchâtel, St-Claude, Oyonnax, Bourg et la région sud de Tournus.

En arrière des bancs bioclastiques/oolithiques, le lagon protégé est occupé par des calcaires micritiques de basse énergie, au nord de Chalon (calcaires compacts à grain fin) et dans le Jura septentrional (calcaires fins séquaniens ou Calcaires de Besançon). Au nord de Dijon, ils renferment des passées graveleuses (= Pierre d'Asnières) et sont envahis à la partie supérieure par des grainstones oolithiques (Pierre d'Is-sur-Tille). En direction nord-est vers Montbéliard, apparaissent des calcaires crayeux (Calcaires à Cardium).

Sur la partie externe de la plate-forme, aux deux extrémités de la chaîne, se déposent des séries très voisines (Couches de Letzi et de Wangen, Calcaires pseudolithographiques) de calcaires bien stratifiés, en bancs réguliers, à interlits minces ou absents, correspondant à des fonds vaseux, assez pauvres en faunes. Au sud-ouest, à l'approche de l'éperon lyonnais, les intercalations fossilifères sont plus nombreuses, et dans l'Ile Crémieu la formation des Calcaires pseudolithographiques est remplacée par les Couches de Sablonnières à faunes de bivalves à la partie inférieure et les Calcaires à Pinna à la partie supérieure.

Dans cette évolution paléogéographique les deux épisodes de plates-formes carbonatées de l'Oxfordien moyen et de l'Oxfordien supérieur terminal sont séparés par un retour à la sédimentation marneuse. Ce changement de paléogéographie coïncide avec le début de la séquence séquanienne et les événements qui indiquent le passage Oxfordien moyen–Oxfordien supérieur.

4.4 Les séquences et les événements de l'Oxfordien supérieur

Dans les pages précédentes il a déjà été fait appel à une organisation séquentielle qu'il est nécessaire de reprendre avec plus de détails. Les événements de l'Oxfordien supérieur examinés ensuite prennent place dans cette évolution des dépôts au cours de l'Oxfordien.

4.4.1 Les séquences

Dans le Jura français, deux grandes séquences ont été reconnues, d'abord dans les faciès franc-comtois de la plate-forme par Glangeaud (1947), plus tard dans les faciès dits argoviens du bassin (Enay 1966; Gaillard 1983). Plus récemment et pour le Jura suisse, Gygi & Persoz (1986) admettent trois grandes séquences, mais le désaccord au niveau de leur séquence 2 est plus apparent que réel et il est facile de relier les deux schémas d'organisation des dépôts.

La *séquence 1* n'a été vraiment abordée dans ce travail que pour son terme le plus récent: Couches de Birmensdorf (ou Birmenstorf) ou faciès équivalents dans le bassin et plate-forme carbonatée rauracienne. Quand elle est complète, dans le Jura externe de faciès franc-comtois, elle débute dès l'Oxfordien inférieur, au-dessus de la discontinuité qui termine le Callovien (parfois avec un cordon phosphaté à faune, souvent remaniée, du Callovien supérieur ou, même, moyen) et comprend les Marnes à *Cr. renggeri* (ou à fossiles pyriteux) et les Couches à Sphérites ou équivalents (cf. Terrain à Chailles, Couches de Liesberg), avant que s'installent les carbonates de plate-forme. En direction du bassin, les termes inférieurs de la séquence disparaissent ou sont réduits à des dépôts discontinus, en flaques ou lenticulaires, de faciès variés (cf. ENAY 1966; GYGI 1969; GYGI & PERSOZ 1986) et la séquence n'est plus représentée que par son terme calcaire terminal. La reprise de la sédimentation au début ou au cours de l'Oxfordien moyen correspond à l'ex «transgression» argovienne des auteurs avec laquelle débute la trilogie argovienne (Couches de Birmensdorf, d'Effingen et du Geissberg). Pour cela et bien que seul son terme supérieur appartienne à l'Argovien type (ou st. s.), nous appellerons cette première séquence oxfordienne «séquence argovienne». Elle pourrait tout aussi bien être nommée «séquence rauracienne».

Nous plaçons la limite supérieure de la séquence 1 dans le bassin au toit des Couches de Birmensdorf ou faciès équivalents comme GYGI & PERSOZ (1986). Dans le Jura français elle correspond à une discontinuité bien marquée dans le domaine du faciès à biohermes et des Calcaires hydrauliques. Sur la plate-forme nous considérons que la fin de la séquence 1 est indiquée par les indices d'émersion des Tidalites de Mouchard. Comme nous les corrélons avec ceux connus dans la partie supérieure des Calcaires de la Vorbourg, nous sommes conduits à placer ces derniers dans la séquence argovienne (ou rauracienne) et c'est là le premier point de désaccord avec GYGI & PERSOZ (1986) qui les attribuent à la sous-séquence inférieure (2a) de leur séquence 2. Mais nous avons déjà remarqué dans l'introduction (cf. l'essai de L. Glangeaud) que dans le Jura suisse «la limite supérieure de la séquence 1 est difficile à définir» au point que la «sous-séquence 2a pourrait tout aussi bien être traitée comme membre final de la séquence 1» (GYGI & PERSOZ 1986, p. 444–445).

La *séquence 2* peut être plus facilement désignée comme «séquence séquanienne», toujours sans autre signification que descriptive: elle coïncide exactement avec le Séquanien-type de Franche-Comté. Cette deuxième séquence oxfordienne débute par un retour de la sédimentation marneuse, plus ou moins accusé selon les régions, représenté par les Marnes d'Effingen et les Marnes à astartes ou faciès équivalents. Nous considérons comme une seule grande séquence l'évolution qui, au cours de l'Oxfordien supérieur et (peut-être aussi) le Kimméridgien basal, conduit à la réinstallation de la deuxième plate-forme carbonatée. Elle comprend donc, tout l'ensemble carbonaté au-dessus des termes inférieurs marneux ou plus ou moins riches en intercalations marneuses.

Cet ensemble peut être subdivisé et nous avons déjà donné avec assez de détails (cf. 4.2.2) l'organisation en deux sous-séquences qui peut être relié à celle de GYGI & PERSOZ (1986):

- la *séquence inférieure,* bien caractérisée dans la partie du Jura français où est développé le membre calcaire attribué depuis P. Choffat aux Couches du Geissberg, localement avec développement de petits biohermes à spongiaires (cf. ENAY 1966 et

GAILLARD 1983, fig. 179), semble pouvoir être corrélée à la partie de la séquence 2 (non subdivisée dans le bassin) de GYGI & PERSOZ située sous les Gersteinhübel Beds qui pourraient être le véritable équivalent des Couches du Geissberg selon P. Choffat.

– La *séquence supérieure* comprend le reste et la plus grande partie de l'Oxfordien supérieur à partir des Calcaires lités et correspond à l'accentuation du caractère calcaire de la sédimentation. Cependant, et bien qu'aucune subdivision formelle n'ait été introduite jusqu'ici, il existe dans une partie du Jura français, des éléments pour séparer dans cette séquence supérieure deux séquences de rang inférieur dont la limite coïnciderait, semble-t-il, avec la base de la sous-zone à Bimammatum, c'est à dire au niveau de la limite entre les séquences 2 et 3 de GYGI & PERSOZ. Par contre, jusqu'ici nous avons peu d'éléments pour reconnaître les équivalents de leurs sous-séquences 3a et 3b, sauf sur la plate-forme où l'intercalation à plantes des Couches du Morillon est corrélée avec la Knollen-Schicht.

4.4.2 Les événements de l'Oxfordien supérieur

Certains de ces événements sont déjà bien connus, en particulier les apports terrigènes (GLANGEAUD 1947) ou le retour des détritiques (ENAY 1966, 1980). Mais les corrélations proposées ici et le schéma d'organisation qui en découle mettent à nouveau l'accent sur eux en les précisant. Ces événements associent un retour des terrigènes, une discontinuité et un nouveau dispositif sédimentaire.

Le *retour des terrigènes* est l'événement le plus apparent. Il correspond à un nouveau et large développement de la sédimentation marneuse à l'Oxfordien supérieur, aussi bien dans le bassin que sur la plate-forme. Dès 1966, une relation était établie avec les épaisses séries marneuses de Souabe-Franconie en Allemagne (Impressa Thone) et d'Angleterre (Ampthill-Clay). Depuis, une reprise des apports terrigènes a été signalée en Aquitaine (BOUROULLEC & DELOFFRE 1973), en Normandie et dans le Boulonnais [MEGNIEN & MEGNIEN (Coord.), 1980], en Lorraine (ENAY & BOULLIER 1981). C'est cet événement qui sert aux nouvelles corrélations proposées pour le Jura suisse septentrional par BOLLIGER & BURRI (1969, 1970). Ces apports sont accompagnés d'indices d'émersion ou d'influences continentales (BONTE 1944, 1947; GLANGEAUD 1947; OERTLI & ZIEGLER 1958) et correspondent à une reprise d'érosion (ablation de la sole forestière in BOURROULLEC & DELOFFRE) à partir de zones émergées (ENAY 1980).

Une *discontinuité* est associée au retour des terrigènes. Elle termine la première séquence oxfordienne (ou argovienne). Au-dessus commence la deuxième séquence oxfordienne (ou séquanienne). Souvent discrète cette discontinuité correspond à un arrêt de sédimentation de faible durée, mais de large extension.

La généralisation de la sédimentation marneuse coïncide avec la reprise du dépôt après la discontinuité (=Hauptschüttungen de BOLLIGER & BURRI), mais les apports terrigènes débutent plus tôt, dans les derniers niveaux de la séquence argovienne. Sur la plate-forme, la présence de ces détritus terrigènes avec déjà des indices d'apports continentaux (charas, ostracodes limniques, dinosaures ...) a longtemps justifié de placer ces niveaux dans le Séquanien. Mais à côté des apports continentaux allochtones les faciès de lagon renferment des indices d'émersion sur place: laminites, fentes de dessiccation (=bancs prismatiques) et structures fenestrées des Tidalites de Mouchard. Ils sont donc mieux à leur place dans la première séquence.

Le *dispositif sédimentaire* qui se met en place à l'Oxfordien supérieur est déjà amorcé également dès l'Oxfordien moyen par la reprise de sédimentation (=«transgression» argovienne) des Couches de Birmensdorf de la première séquence sur le seuil de la Haute-Chaîne qui commence à s'effacer. C'est avec la séquence séquanienne que se met en place la nouvelle répartition des épaisseurs interprétée comme un renversement de subsidence (ENAY 1966). Il n'est plus aussi évident maintenant qu'il se produise alors une accélération de la subsidence ou une accentuation des jeux subsidents différentiels.

Plus probablement, l'enfoncement à l'Oxfordien supérieur reste de même ampleur pour la plate-forme et pour le bassin proche. L'épaississement des séries vers le bassin correspond à la mise en place d'un prisme d'accrétion sédimentaire sur lequel s'avance la plate-forme carbonatée. Coupée de brefs retours à des conditions marines plus ouvertes (au Kimméridgien inférieur) ou d'épisodes d'émersion (faciès purbeckien) la progradation de la plate-forme ne cessera plus au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé. Le même dispositif avec une évolution très comparable est connue sur les bordures vivarocévenole (BOURSEAU & ELMI 1981) et provençale des Alpes-Maritimes (DARDEAU 1983) du Bassin du sud-est (cf. ENAY et al. 1984).

Donc, parmi les événements de l'Oxfordien supérieur:

- la discontinuité au toit de la séquence argovienne est le seul à offrir un aspect relativement brutal par la durée courte et la large extension de l'arrêt de sédimentation;
- les apports terrigènes et le changement dans le dispositif sédimentaire débutent plus tôt, au cours de l'Oxfordien moyen mais ne prendront toute leur ampleur qu'avec la reprise de sédimentation séquanienne.

En conséquence, dans l'histoire sédimentaire:

- à l'Oxfordien moyen, la fin de la séquence argovienne correspond à une période et à un dispositif de transition; ce qu'a déjà souligné (DARDEAU 1983) pour les Alpes-Maritimes;
- la discontinuité qui interrompt cette période de transition est l'expression d'un événement majeur responsable également de l'accentuation des apports terrigènes et de la mise en place du nouveau dispositif sédimentaire de l'Oxfordien supérieur.

5. Conclusion

Le terme de «Séquanien» a été utilisé jusqu'à présent pour désigner des formations d'âges et de natures variables suivant les régions. Le présent travail a permis de définir et de dater les formations rangées dans le «Séquanien» dans la région-type, c'est-à-dire le Jura septentrional.

Le «Séquanien» inférieur des auteurs rebaptisé Groupe de Clerval est rangé au sommet de l'Oxfordien moyen; c'est l'équivalent des Calcaires de Vorbourg des auteurs suisses. Les marnes séquaniennes ou «Séquanien moyen» correspondent aux Marnes de Besançon et ont un âge Oxfordien supérieur (zones à Bifurcatus et à Bimammatum). Enfin, les calcaires du «Séquanien» supérieur ou Calcaires de Besançon sont rangés dans l'Oxfordien terminal (zone à Planula), et sans doute la partie basale du Kimméridgien.

Ces nouvelles datations modifient la paléogéographie et montrent que dans la partie nord du Jura s'installent deux plates-formes carbonatées successives: la première à l'Oxfordien moyen, la deuxième à l'Oxfordien supérieur, plates-formes séparées par un épisode de sédimentation marneuse. La deuxième plate-forme est nettement plus étendue vers le sud que la première.

L'établissement de cartes paléogéographiques montre que les lignes isopiques sont indépendantes des plis du Jura, mais que les flexures ayant modelé les paléoreliefs s'orientent souvent parallèlement au faisceau salinois qui se situe sur une limite de blocs jouant l'un par rapport à l'autre pendant presque tout le Jurassique.

Remerciements

Nous remercions R. Gygi pour l'amitié qu'il nous a faite en autorisant l'examen des ammonites du Séquanien du Jura suisse et J. Remane qui a réalisé la traduction en allemand du résumé.

BIBLIOGRAPHIE

ARIKAN, Y. (1964): Etude géologique de la chaîne Grand Crédo–Vuache (Ain–Haute-Savoie, France). – Eclogae geol. Helv. *57*/1, 1–74.

ATROPS, F. (1982): La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du sud-est de la France. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci Lyon *83*.

AUBERT, D. (1943): Monographie géologique de la vallée de Joux (Jura vaudois). – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] *78*.

– (1947): Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens. – Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys., Musée géol. Univ. Lausanne *84*, 1–28.

BEAUVAIS, L. (1964): Etude stratigraphique et paléontologique des formations à Madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et de l'est du Bassin de Paris. – Mém. Soc. géol. France [n. s.] *93*.

BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie. Micropaléontologie. Sédimentologie, Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon *92*/1 et 2.

BITTERLI, P. (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *39*/95, 13–28.

BLONDEAU, A. (1983): Notice explicative de la feuille de Raucourt-et-Flaba à 1/50000e.

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

– (1970): Sédimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – Matér. Carte géol. Suisse [N. F.] *140*.

BONTE, A. (1944): Sur la limite du Rauracien et du Séquanien aux environs de Besançon. – C. R. som. Soc. géol. France, p. 165–166.

– (1947): Observations de M. A. Bonte à la note de L. Glangeaud: 1. Remarques générales sur les subdivisions du Lusitanien (Malm Beta) (Argovien, Rauracien, Séquanien). In: Notes sur le Lusitanien franco-suisse I et II. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs, Besançon *51*, 57–58.

BOULLIER, A. (1977): Les Térébratulidés de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du Bassin de Paris. – Thèse Univ. Besançon no AO. 12578 (1976) et Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol. *3*/27 (1976).

– (1984): Les associations de Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur du Berry. – Bull. Inf. Geol. Bassin de Paris *21*/4, 9–20.

BOULLIER, A., CONTINI, D., & PERNIN, C. (1975): L'Oxfordien des environs de Dole (Jura). – Ann. Sci., Univ. Besançon, Géol. (3e ser.) *23*, 57–61.

BOUROULLEC, J., & DELOFFRE, R. (1973): Caractérisation sédimentologique et évolution des domaines marins du Jurassique au Tertiaire en Aquitaine méridionale. – Bull. Soc. géol. France (7), *15*/1, 13–21.

BOURSEAU, J.P., & ELMI, S. (1981): Le passage des faciès de bordure («Calaires grumeleux») aux faciès de bassin dans l'Oxfordien de la bordure vivaro-cévenole du Massif central français (Ardèche-Gard). – Bull. Soc. géol. France, sér. 7, *22*/4, 607–611 (1980).

BOYE, N. (1843): Recherche géologique sur la disposition de la Chapelle-des-Buis près de Besançon. – Mém. Soc. Emul. Doubs, Besançon (1re sér.) *3*, p. 17.

BULLE, J., & ROLLET, M. (1960): Remarques sur la combe séquanienne dans la région de Besançon. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *62*/3, 75–83.

BULLE, J., MARTIN, J., & ROLLET, M. (1969): Données actuelles sur les indices d'influence continentale dans le Jurassique supérieur du Jura. – Bull. Soc. Géol. France (7), *10*, 370–375 (1968).

BUTTICAZ, P. (1943): Ammonites séquaniennes du Reculet (Jura français). Etude paléontologique et stratigraphique. – Mém. suisses Paléont. *64*, 1–31.

CAIRE, A. (1953): Les rapports entre Oxfordien, Argovien et Glypticien dans le Jura salinois. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *55*, 156–178 (1952).

– (1955): A propos de la découverte d'un rameau de Conifère dans l'Argovien de Dole (Jura). – Ann. Sci. Univ. Besançon (2e sér.), Géol. *2*, 135–144.

CHOFFAT, P. (1885a): Note sur la distribution des bancs de Spongiaires à spicules siliceux dans la chaîne du Jura, et sur le parallélisme de l'Argovien. – Bull. Soc. géol. France (sér. 3), p. 834–843.

– (1885b): Note sur les niveaux coralliens dans le Jura. – Bull. Soc. géol. France (sér. 3) *13*, 869–873.

CLIN, M. & PERRIAUX, J. (1964): Contribution à la géologie des feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50000e. – Bull. Serv. Carte géol. France, no 276, *16*, 1–76.

CONTEJEAN, Ch. (1860): Etude de l'étage kimméridgien dans les environs de Montbéliard. – Mém. Soc. Emul. Doubs (3e sér.) *4* (1859).

CONTINI, D. (1972a): Le Jurassique en Franche-Comté. – Ann. Sci. Univ. Besançon (3e sér.), Géol. *17*, 3–18.

– (1972b): Observations stratigraphiques sur le Kimméridgien du fossé de la Saône. – C. R. somm. Soc. géol. France *2*, 76–77.

– (1975): Evolution des milieux de sédimentation au cours de l'Oxfordien en Franche-Comté. – Bull. féd. Soc. Hist. nat. Franche-Comté, Besançon *77*, 43–54.

CONTINI, D., & HANTZPERGUE, P. (1973): Le Kimméridgien de la région de Montbéliard. – Ann. Sci. Univ. Besançon (3e sér.), Géol. *18*, 143–179.

– (1975): Le Kimméridgien de Haute-Saône. – Ann. Sci. Univ. Besançon (3e sér.), Géol. *23*, 5–37.

CONTINI, D., & ROLLET, A. (1971): L'Oxfordien de Bonnevaux le Prieuré (Plateau d'Ornans, Doubs). – Ann. Sci. Univ. Besançon (3e sér.), Géol. *13*, 9–15.

COOPER, G. A. (1983): The Terebratulacea (Brachiopoda) Triassic to Recent: A study of the brachidia (loops). – Smithsonian Contr. Paleobiol. *50*, Smiths. Inst. press, Washington.

DARDEAU, G. (1983): Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléographique, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. – Thèse Univ. Nice.

DAVIDSON, Th. (1876–1878): A monograph of British Brachiopoda. Supplement to the Jurassic and Triassic species. – Paleont. Soc., London *30* et *32*, 73–241.

DEBRAND-PASSARD, S. (1982): Le Jurassique supérieur du Berry (Sud du bassin de Paris). – Mém. Bur. Rech. géol. min. *119*.

DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S., & LIENHARDT, M. J. (Coord.) (1984): Synthèse géologique du sud-est de la France. Mém. Bur. Rech. géol. min. *125*.

DECHASEAUX, C. (1931): L'Oxfordien supérieur de la bordure est du Bassin de Paris. – Bull. Soc. géol. France *1*, 353–390.

DELANCE, J. H., (1974): Zeilléridés du Lias d'Europe Occidentale. – Mém. Géol. Univ. Dijon *2*.

DOUVILLE, H. (1886): Sur quelques Brachiopodes du terrain jurassique. – Bull. Soc. Sci. hist. nat. Yonne, Auxerre, p. 43–102.

DREYFUSS, M. (1934): Sur une roche à ossements de Sauriens. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs, Besançon *44*, 52–54.

– (1956): Séquanien. In: Lexique Stratigraphique international *1*/4, France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg. Jurassique St. s. – Publ. CNRS, Paris.

– (1957): Vicissitudes de quelques noms d'étages et étages peu connus du Jurassique. – Ann. Sci. Univ. Besançon *2*/6, 17–23.

– (1964): Observation sur l'échelle unifiée des étages jurassiques. Coll. jurass. Luxembourg, 1962. – C. R. et Mém. Inst. Gd Ducal, Sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg. p. 937–938 (1962).

DREYFUSS, M., ROLLET, A., & ROLLET, M. (1964): Remarques sur les types d'étages définis par Marcou en Franche-Comté: Argovien et Séquanien. Coll. jurass. Luxembourg, 1962. – C. R. et mém. Inst. Gd Ducal, Sect. Sci. nat., phys., math. Luxembourg, p. 301–306.

DUBOZ, P. (1979): Etude gélologique de la région de Damprichard et de Goumois (Doubs). – Thèse de spécialité, Géol. Appliquée, Univ. de Franche-Comté no 327.

ENAY, R. (1958): Précisions stratigraphiques sur le Jurassique supérieur de l'Ile Crémieu (Jura méridional tabulaire). – C. R. Acad. Sci. Paris *247*, 2164–2167.

– (1959): La stratigraphie du Jurassique supérieur dans la chaîne anticlinale Faucille–Grand Crêt d'Eau. – C. R. Acad. Sci. Paris *248*, 125–128.

– (1964): Les faunes d'Ammonites et la zonation de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional. Coll. jurass. Luxembourg, 1962. – C. R. et Mém. Inst. Gd Ducal, Sect. Sci. nat. phys., math., Luxembourg, p. 487–501.

– (1965): Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). – Bull. Soc. géol. France (7), *7*, 23–31.

– (1966): L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. – Nouv. Arch. Mus. hist. nat. Lyon *8*.

– (1980): Séquanien. In: Les étages français et leurs stratotypes. – Mém. Bur. Rech. géol. min. *109*, 87–89.

– (1981): Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur–Kimméridgien inférieur de France – Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. – Bull. Soc. géol. France (4), *22*, 581–590 (1980).

ENAY, R. (Coord.), ARNAUD, M., ATROPS, F., BARFETY, J. C., BEAUDOIN, B., BERNIER, P., BODEUR, Y., BOULLIER, A., CLAVEL, B., CONTINI, D., DARDEAU, G., DEBRAND-PASSARD, S., DONZE, P., ELMI, S., GAILLARD, C., JAFFREZO, M., JAUTÉE, E., LATHUILIÈRE, B., MARCHAND, D., MONLEAU, C., MENOT, J. C., NOËL, D., PASCAL, A., PEYBERNES, B., REMANE, J. TINTANT, H., & THIERRY, J. (1984): Jurassique supérieur: Malm. In: Synthèse géologique du sud-est de la France. – Mém. Bur. Rech. géol. min. *125*, 223–286.

ENAY, R., & BOULLIER, A. (1981): L'âge du complexe récifal des Côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'est du Bassin de Paris. – Geobios *14*/6, 727–771.

ENAY, R., & MANGOLD, C. (Coord.) (1980): Synthèse paléogéographique du Jurassique français par le Groupe Français d'Etude du Jurassique. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h. s.] *5*.

ETALLON, A. (1864): Etudes paléontologiques sur le Jura graylois. – Mém. Soc. Emul. Doubs *3*/8, 221–507.

FALCONNIER, A. (1929): La stratigraphie du Séquanien dans la chaîne anticlinale du Noirmont-Creux du Crouaz près de St-Cergues (Jura vaudois). – C. R. Soc. Sci. phys. nat. Genève *46*/1, 61–63.

GAILLARD, Ch. (1983): Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. – Doc. Lab. Geol. Lyon *90*.

GIRARDOT, A. (1896): Etudes géologiques sur la Franche-Comté septentrionale. Le système oolithique. Libr. Sci. génér., Paris.

– (1922): Géologie stratigraphique de la Franche-Comté septentrionale. – Libr. Centr. Marion. Besançon.

GIRARDOT, L. A. (1885): Notes sur les divers faciès des étages Rauracien et Séquanien du plateau de Châtelneuf. – Bull. Soc. géol. France (3), *13* 719–740 (1884/85).

– (1888): Recherches géologiques dans la région de Châtelneuf. – Soc. Emul. Jura, Lons-le-Saunier.

GIRARDOT, L. A., in: LORIOL, P. DE (1904): Notes stratigraphiques préliminaires sur les Couches Oxfordiennes Supérieures aux marnes à *A. renggeri* dans le Jura lédonien. – Mém. Soc. paléont. Suisse, Genève *29–31*, 291–298.

GLANGEAUD, L. (1947): I. Remarques générales sur les subdivisions du Lusitanien (Malm β) (Argovien, Rauracien, Séquanien). In: Notes sur le Lusitanien franco-suisse I et II. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *51*, 39–49.

GLANGEAUD, L., & POISOT, P. (1947): II. Sur la faune et les faciès du Lusitanien des environs de Roche-sur-Vannon (Haute-Saône). In: Notes sur le Lusitanien franco-suisse. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *51*, 49–51.

GREPPIN, J. B. (1867): Essai géologique sur le Jura suisse. – Impr. Helg & Boéchat, Delémont.

– (1870): Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents compris dans la feuille VII de l'atlas fédéral. – Matér. Carte géol. Suisse *8*.

GRESSLY, A. (1838–1841): Observations géologiques sur le Jura soleurois. – Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. nat. *2*.

GUILLAUME, A. (1960): Contribution à l'étude géologique de la région de Champagnole (Jura). – Thèse 3e Cycle, Univ. Paris.

– (1964): Notes de géologie jurassienne. II. Variations de faciès du «Rauracien» dans la partie externe du faisceau helvétique entre les Planches et Prénovel. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *66*/3, 50–52.

GUILLAUME, A., & MASCLE, G. (1962): A propos de l'Argovien–Rauracien du Jura. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *64*/1, 19–24.

GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (Oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Matér. Carte géol. Suisse [N. F.] *136*.

— (1982): Sedimentation und Facies des Späten Jura im zentralen Juragebirge (Exkursion A am 15. und 16. April 1982). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [n.s.] *64*, 17–28.

GYGI, R., BOLLIGER, W., & BURRI, P. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Aargauer, Solothurner und Berner Jura vom 3., 4. und 5. Oktober 1966. – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 967–976.

GYGI, R., & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – Eclogae geol. Helv. *79*/2, 385–454.

HAUG, E. (1911): Traité de Géologie. II. Les périodes géologiques, fasc. 2b, Jurassique et Crétacé (p. 929–1396). – A. Colin, Paris.

LAFFLY, J. L. (1973): Etude géologique de la région du Lomont. – Thèse de spécialité Géologie Appliquée, Univ. Besançon, no 180.

LORIOL, P. DE, ROYER, E., & TOMBECK, H. (1872): Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. – Libr. Savy, Paris.

MARCHAND, D., MENOT, J.-C., & PERRIN, P. (1982): Sur la présence du genre *Larcheria* Tintant dans la zone à Bifurcatus (sous-zone à Stenocycloïdes) de Bourgogne. – Bull. Sci. Bourgogne *35*/2, 101–113.

MARCOU, J. (1848): Recherches géologiques sur le Jura salinois. – Mém. Soc. géol. France (2), *3*, 1re partie, 1–151.

— (1857–1860): Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères. – Libr. pour les Sciences, Paris.

MEGNIEN, C. (1972): Notice explicative de la feuille de Courson-les-Carrières à 1/50000e.

MEGNIEN, C., & MEGNIEN, F. (Coord.) (1980): Synthèse géologique du bassin de Paris, vol. I, Stratigraphie et Paléogéographie. – Mém. Bur. Rech. géol. min. *101*.

MENOT, J. C., DROUET, J. J., MARCHAND, D., & PASCAL, A. (1982): Structuration et sédimentation à l'est du Morvan au Callovien supérieur et à l'Oxfordien. – Bull. Sci. Bourgogne *35*/2, 115–122.

MENOT, J., & PASCAL, A. (1979): Evolution sédimentologique du Jurassique supérieur sur la bordure est et nord-est du Morvan. In: La sédimentation du Jurassique W européen. – Publ. spéc. Assoc. sédiment. France *1*, 65–73.

OERTLI, H. J., & ZIEGLER, M. A. (1958): Présence d'un Séquanien lacustre dans la région de Pontarlier (Département Doubs, France). – Eclogae geol. Helv. *51*/2, 385–390.

PARIZOT, L. (1863): Esquisse géologique des environs de Belfort et de Montbéliard. – Mém. Soc. Emul. Montbéliard.

PERSOZ, F., & REMANE, J. (1973): Evolution des milieux de dépôts au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. – Eclogae geol. Helv. *66*/1, 41–70.

RAVEN, Th. (1932): Etude géologique de la région de Morez-les-Rousses (Jura). – Trav. Lab. Géol. Lyon *20*/17.

RICHE, A. (1902): Bassin du Rhône. Feuille de Lyon au 320000e. Révision de la feuille de Saint-Claude au 80000e (Campagne 1901). – Bull. Serv. Carte géol. France *12*/85, 105–111.

— (1904): Bassin du Rhône. Feuille de Lyon au 320000e. Révision des feuilles de Saint-Claude et de Nantua au 80000e (Campagne 1903). – Bull. Serv. Carte géol. France *15*/98, 75–79.

— (1911): Feuille de Lyon au 320000e. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 80000e (Campagne 1910). – Bull. Serv. Carte géol. France *21*/128, 67–74.

— (1912): Feuille de Lyon au 320000e (révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 80000e. Campagne 1911). – Bull. Serv. Carte géol. France *21*/132, 78–84 (1910/11).

ROLLIER, L. (1888): Etude stratigraphique du Jura bernois: les faciès du malm jurassien. – Eclogae géol. Helv. *1*/3, ou Arch. Sci. phys. nat. Genève *19*, 5–132.

— (1893): Structure et histoire géologique de la partie du Jura Central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fonds), le Val de Delémont, Le Lac de Neuchâtel et le Weissenstein. – Mém. Carte géol. Suisse (1), *8*/1, suppl. 11.

— (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la Carte géologique de la Suisse au 1/100000. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *8*.

— (1915–1919): Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes) jurassiques celto-souabes. – Mém. Soc. paléont. Suisse *41–44*.

THIRRIA, E. (1833): Statistique minéralogique et géologique de la Haute-Saône. – Impr. Chalandre, Besançon.

THURMANN, J., & ETALLON, A. (1859–1864): Lethea Bruntrutana ou Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois.

VIOLLET, C. P. (1986): Le Jurassique supérieur du Mâconnais et de la Bresse (région de Louhans). Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie et corrélations avec la région chalonnaise et le Jura méridional. – Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon.

WRIGHT, J. K. (1972): The stratigraphy of the Yorkshire Corallian. – Proc. Yorkshire geol. Soc. (12), *39*/2, 225–266.

— (1983): The Lower Oxfordian of North Yorkshire. – Proc. Yorkshire geol. Soc. (19), *44*/3, 249–281.

ZIEGLER, M. A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im Zentralen Schweizer Jura. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (sér. C) *82*.

ZIEGLER, M. A., & TRÜMPY, R. (1964): Sur les relations lithostratigraphiques entre le Rauracien-type et l'Argovien-type. Colloque jurass. Luxembourg, 1962. – C. R. et Mém. Inst. Gd Ducal, Sect. Sci. nat. phys., math., Luxembourg, p. 293–300.

ZIEGLER, P. A. (1956): Zur Stratigraphie des Sequanien im zentralen Schweizer Jura. – Beitr. Geol. Schweiz [N. F.] *102*, 37–101.

Manuscrit reçu le 16 juillet 1986
Manuscrit revisé reçu le 13 avril 1987
Révision acceptée le 14 février 1988

Planche 1

Fig. 1 *Perisphinctes (Ampthillia) quadratus* ENAY 309
Vue latérale d'un adulte incomplet (×0,50).
Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Couches d'Effingen. Le Pontet, Chaumont (Jura). Coll. Enay, DST Lyon, no 79581.

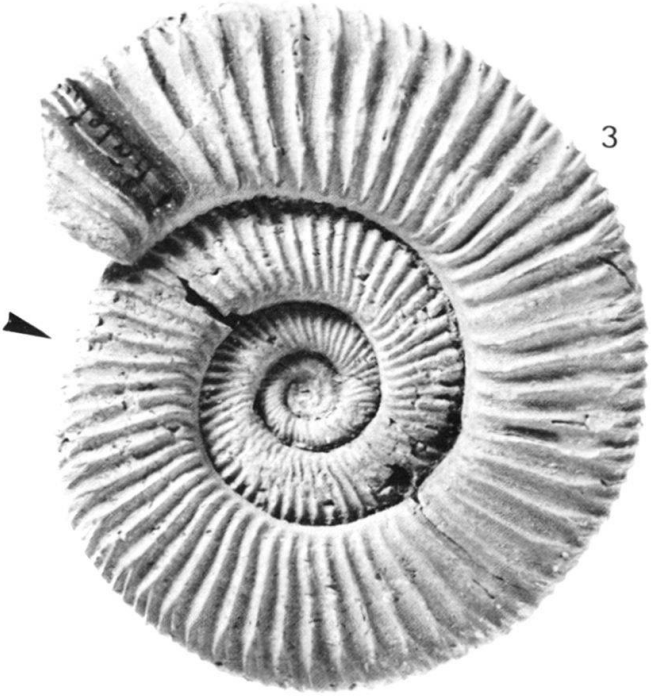
Fig. 2 *Perisphinctes (Dichotomosphinctes)* gr. *wartae* BUKOW 308
Vue latérale (2a) et ventrale (2b) en vraie grandeur d'un exemplaire incomplet.
Oxfordien moyen, zone à Parandieri, Bregille, Besançon (Doubs). Coll. Cailleteau, Inst. Sci. Nat. Besançon.

Fig. 3 *Perisphinctes (Dichotomoceras) stenocycloides* SIEM 310
Vue latérale (×1,00) d'un exemplaire avec une partie de la loge; vue ventrale, planche 3, figure 2. Pour comparaison avec le fragment de la planche 2, figure 4.
Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Couches d'Effingen/Geissberg. Mont Châteleu, Grand'Combe-Châteleu (Doubs). Coll. DST Lyon, no 75472.

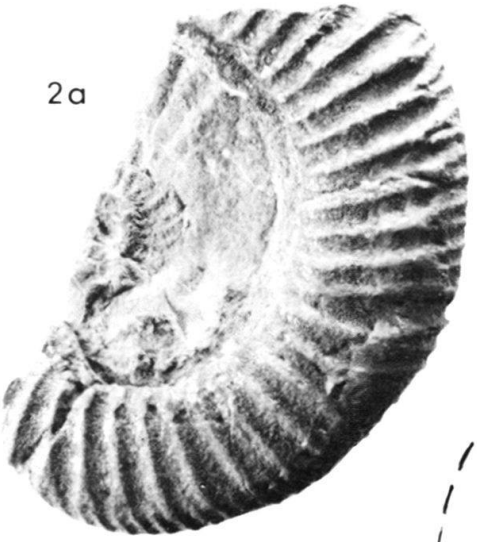
Fig. 4 *Perisphinctes (Dichotomoceras)* cf. *stenocycloides* SIEM 310
Vue latérale (×1,00) d'un exemplaire incomplet.
Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon. Tranchée de la RN 83, Pessans-Samson (Doubs).
Coll. J. Martin, Inst. Sci. Nat. Besançon.

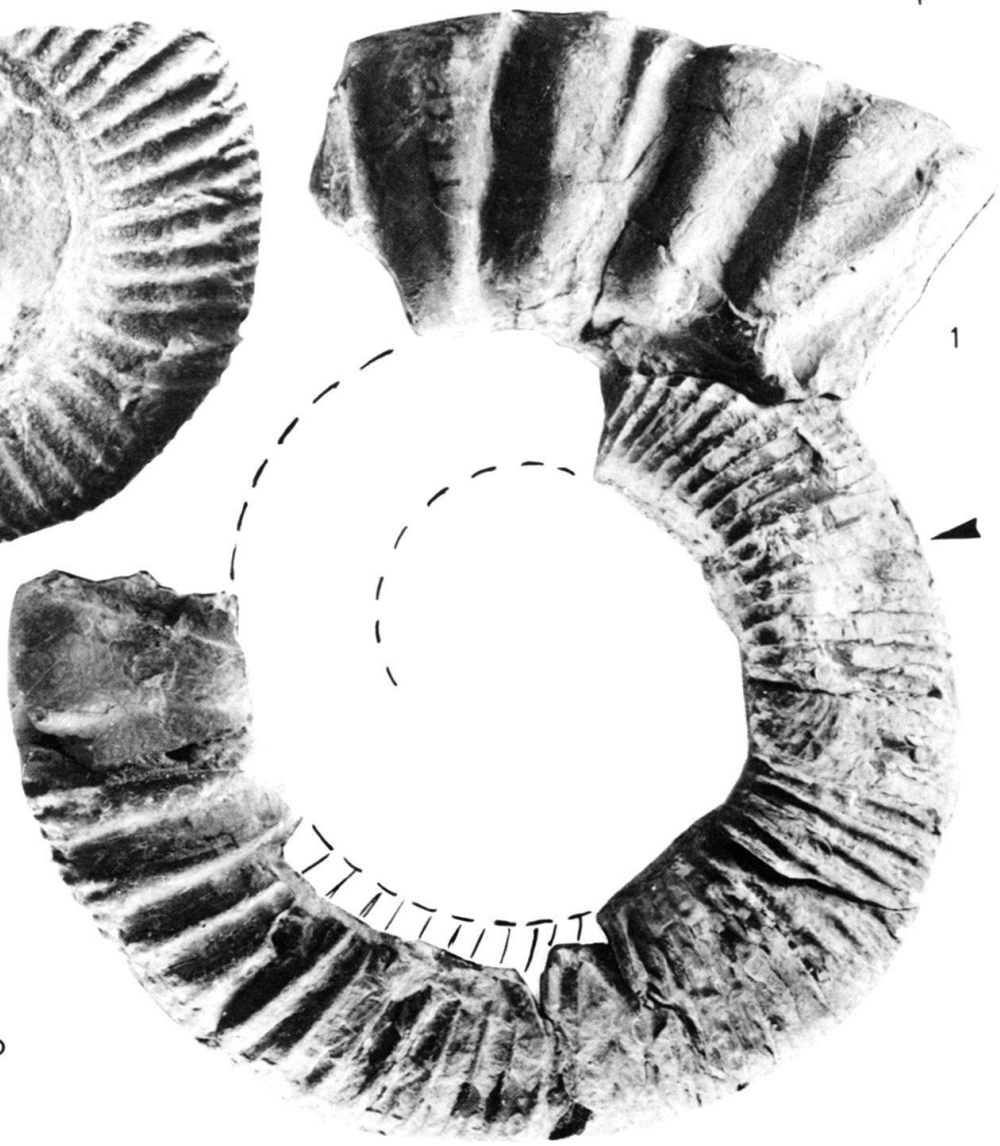
La flèche indique le début de la chambre d'habitation.

Photographies par M. Estero, Lyon (fig. 1, 2, 4) et N. Podevigne, DST Lyon (fig. 3).


3

4


2a


1

2b

Planche 2

Fig. 1 *Perisphinctes (Dichotomoceras)* gr. *bifurcatoides* ENAY 311
Variant proche des formes connues dans la sous-zone à Schilli du Jura français. Vue latérale (×1,00) du moule en plastique de l'empreinte. Oxfordien moyen, zone à Parandieri, sous-zone à Schilli. Bregille, Besançon (Doubs). Coll. Cailleteau, Inst. Sci. Nat. Besançon.

Fig. 2 *Perisphinctes (Ampthillia)* cf. *quadratus* ENAY 309
Adulte complet de grande taille et à côtes nombreuses; vue latérale (×0,50). Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon. Carrière Solvay, à Damparis (Jura).

La flèche indique le début de la chambre d'habitation.

Photographies par M. Estero, Lyon.

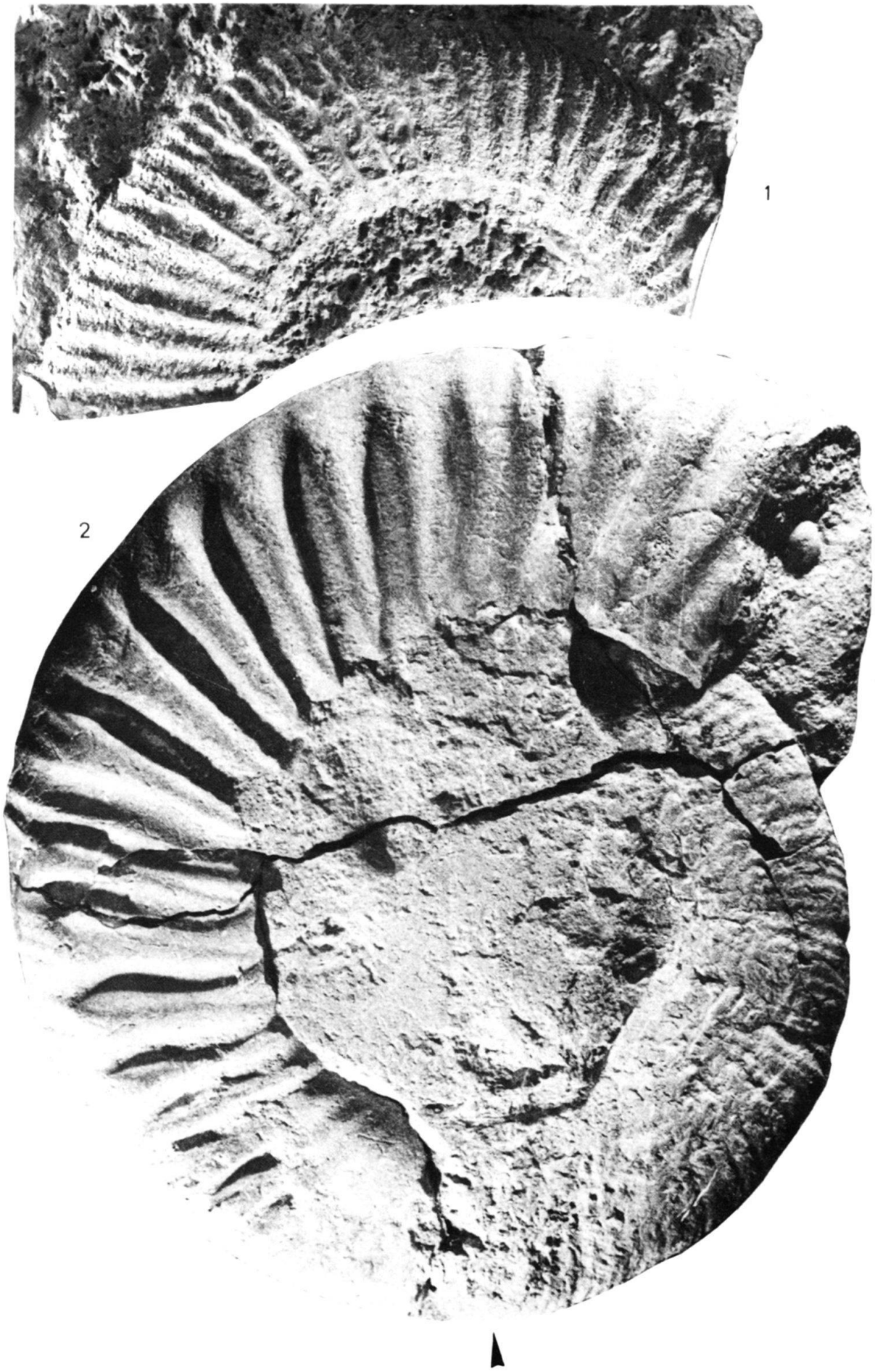

1
2

Planche 3

Fig. 1 *Perisphinctes (Dichotomoceras)* cf. *panthieri* ENAY 310
Nucléus totalement cloisonné, vue latérale (×1,00).
Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon. Tranchée de la RN 83, Pessans-Samson (Doubs). Coll. Contini, Inst. Sci. Nat. Besançon.

Fig. 2 *Perisphinctes (Dichotomoceras) stenocycloides* ENAY 310
Vue ventrale (×1,00) de l'exemplaire figuré planche 1, figure 3. Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Couches d'Effingen/Geissberg. Mont Châteleu, Grand'Combe-Châteleu (Doubs). Coll. DST, Lyon, no 75472.

Fig. 3 *Orthosphinctes (Pseudorthosphinctes) albus* (QU.) 311
Exemplaire avec le début de la loge auquel il manque environ un demi tour; vue latérale (×0,83).
Oxfordien supérieur, ?zone à Bimammatum, ?Marnes de Besançon. Volon (Haute-Saône). Coll. Poisot, Inst. Sci. Nat. Besançon.

La flèche indique le début de la chambre d'habitation.

Photographies par M. Estero, Lyon.

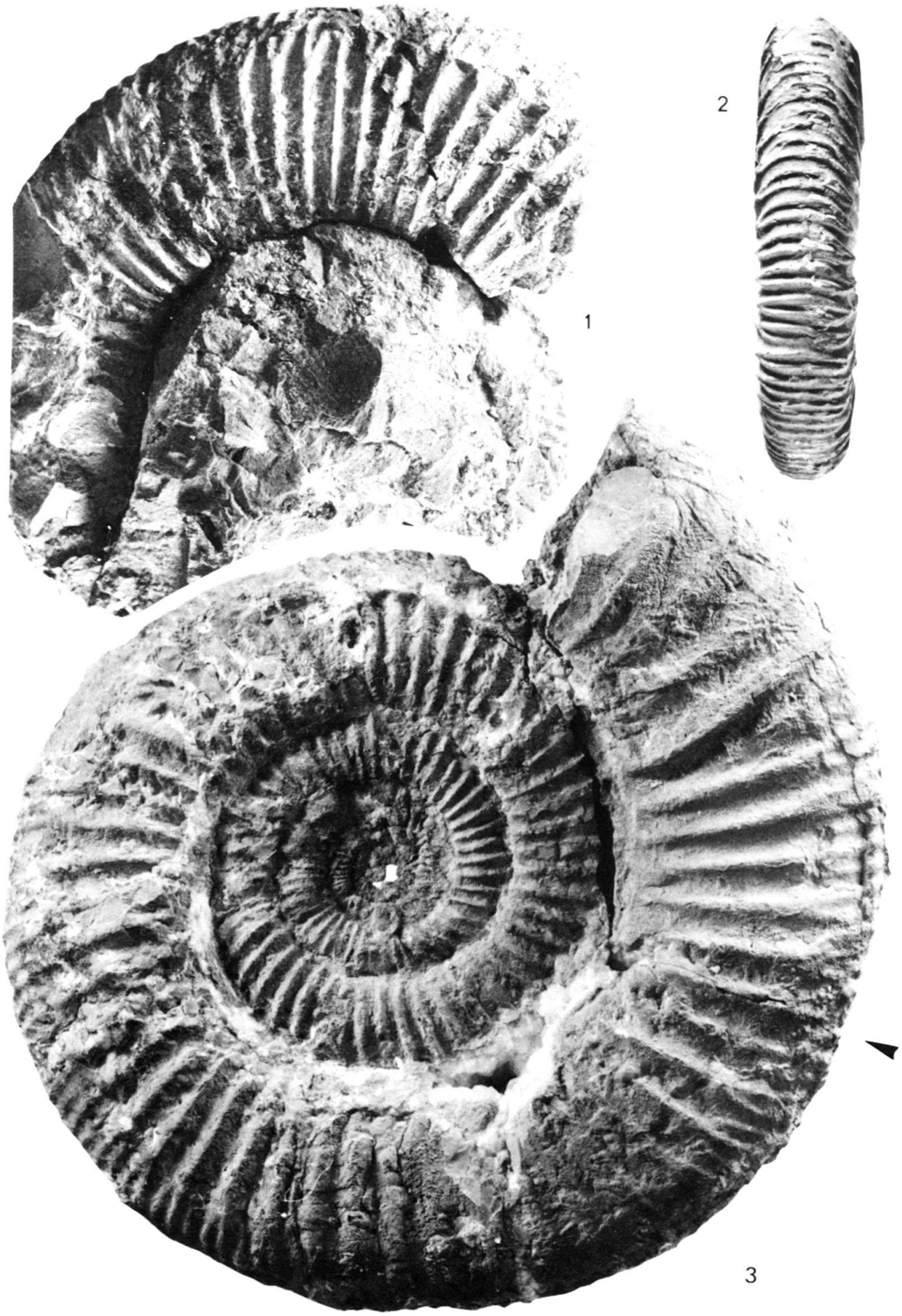

1
2
3

Planche 4

Fig. 1 *Orthosphinctes (Pseudorthosphinctes)* n. sp. aff. *P. westburyensis* (ARKELL). 312
Adulte avec une partie de la loge; 1a: vue latérale et 1b: vue ventrale (×0,38). Oxfordien supérieur, zone à Bimammatum, Marnes de Besançon. Tranchée de la RN 461, Mamirolles (Doubs). Coll. Contini, Inst. Sci. Nat. Besançon.

La flèche indique le début de la chambre d'habitation.

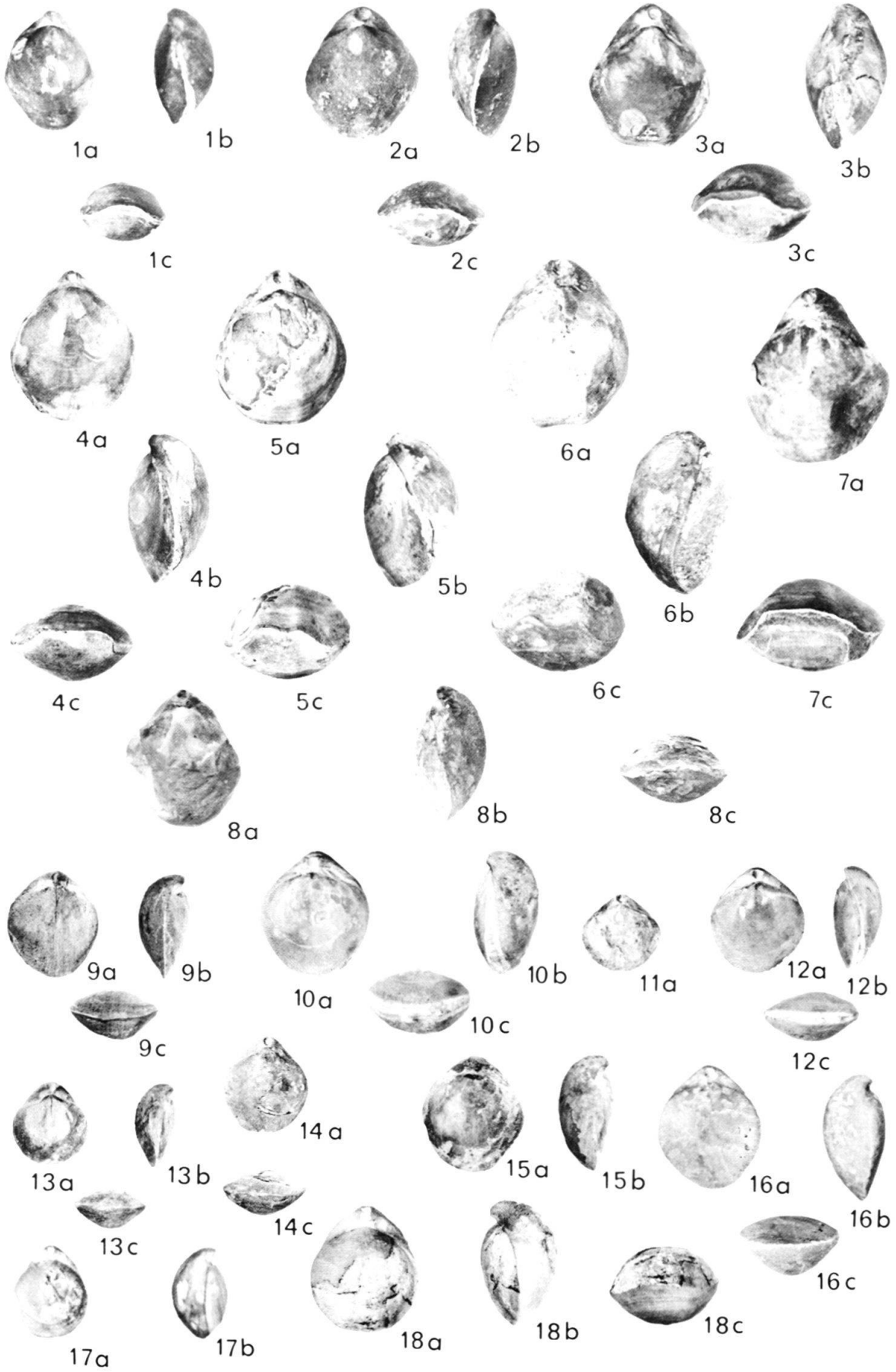
Photographies par M. Estero, Lyon.

1b
1a

Planche 5

Fig. 1–3	*Galliennithyris modesta* nov. sp.	317
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, base des Marnes de Besançon.	
	Chemin de Trois-Chatels, Besançon (Doubs)	
	1 et 2: Topotypes, variants ovalaires; 3: Holotype	
Fig. 4–7	*Galliennithyris modesta* nov. sp.	317
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon.	
	Pierrefontaine-les-Blamont (Doubs)	
	4: Variant subpentagonal peu renflé; 5 et 6: Formes moyennes bombées à commissure épisinuée; 7: Exemplaire de grande taille à commissure uniplissée	
Fig. 8	*Galliennithyris modesta* nov. sp.	317
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, base des Marnes de Besançon.	
	Fessevillers (Doubs)	
Fig. 9	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon. Mamirolle (Doubs)	
	Un des rares exemplaires de grande taille de cette localité.	
Fig. 10	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon.	
	Silley-Amancey, Est Amancey (Doubs)	
	Grand spécimen, subpentagonal, épais.	
Fig. 11	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, Marnes de Besançon.	
	Tranchée de la RN 83, Pessans (Doubs)	
Fig. 12	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, base des Marnes de Besançon.	
	Tranchée de la RN 57, sud de la Main (St-Gorgon-la-Main, Doubs).	
	Coquille de contour subcirculaire.	
Fig. 13–14	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bimammatum, Calcaire à Térébratules	
	(partie inf. des Calc. de Besançon).	
	Ouest de Surmont (Doubs).	
Fig. 15	*Zeillerina astartina* (Rollier)	314
	Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus, calcaires argileux séquaniens	
	(Marnes de Besançon).	
	Choisey (près Dole, Jura).	
Fig. 16	*Zeillerina humeralis* (Roemer)	315–16
	Kimméridgien inférieur, zone à Hypselocyclum, Calcaires et Marnes de Chargey.	
	Fresne-St-Mamès (Hte-Saône).	
	Exemplaire moyen.	
Fig. 17	*Zeillerina egena* (Bayle)	315–16
	Oxfordien supérieur, zone à Planula, calcaire crayeux.	
	Nord-ouest de Chaume, sud de St-Laurent (Nièvre).	
	Petite forme assez typique avec son crochet pointu.	
Fig. 18	*Zeillerina egena* (Bayle)	315–16
	Oxfordien supérieur, zone à Planula, calcaire crayeux.	
	Chemin entre Meung et Bretignelles, commune de Pougny,	
	est de Cosne-sur-Loire (Nièvre).	
	Coquille de grande taille à valves très bombées et à crochet élevé.	

Spécimens figurés en vraie grandeur (×1) en vue dorsale (a), latérale (b) et frontale (c).
Ils sont conservés aux laboratoires de Géologie de l'Université de Franche-Comté, Besançon.
Clichés: R. Bourgeois, Besançon.


1a
1b
2a
2b
3a
3b
1c
2c
3c
4a
5a
6a
7a
4b
5b
6b
4c
5c
6c
7c
8a
8b
8c
9a
9b
10a
10b
11a
12a
12b
9c
10c
12c
13a
13b
14a
15a
15b
16a
16b
13c
14c
16c
17a
17b
18a
18b
18c