

Correlations biostratigraphiques entre la coupe d'Organyà (Pyrénées Catalanes, NE de l'Espagne) et le Sud - Est de la France pour l'intervalle Valanginien - Aptien

Rolf SCHROEDER¹, Bernard CLAVEL², Marc André CONRAD³, Louise ZANINETTI⁴, Robert BUSNARDO², Jean CHAROLLAIS⁴, Antonietta CHERCHI⁵

ABSTRACT

SCHROEDER, R., CLAVEL, B., CONRAD, M. A., ZANINETTI, L., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J. and CHERCHI, A. Biostratigraphical correlations between the Organyà section (Catalonian Pyrenees, NE Spain) and SE France during Valanginian - Aptian times.

Between 1998 and 2000 the well-known Organyà section (Catalonian Pyrenees) was the subject of three important publications (of which two were doctoral theses) dealing with the Valanginian – Aptian stratigraphy. The two theses came to completely different conclusions concerning the biostratigraphy of the Hostal Nou Formation and the lower part of the Prada Formation.

It thus appeared necessary to reinterpret the data published in these two theses in the light of the results obtained in SE France, especially on the orbitolinid biostratigraphy (related to the ammonite scale) and on sequence stratigraphy.

The present paper demonstrates that the series of the Berriasian-Valanginian and Urgonian platform carbonates of the Organyà section and SE France present a remarkable stratigraphic identity.

Key words: Catalonian Pyrenees (Spain), Organyà, Hostal Nou, Prada, Subalpine Chains (France), Jura, Urgonian, Valanginian, Hauterivian, Barremian, Aptian.

-
1. Geol. - Paläontologisches Institut, Universität Frankfurt, Senckenberg - Anlage 32-34, D - 60054 Frankfurt am Main.
 2. Département des Sciences de la Terre, Université de Lyon, 43 bd. 11 Novembre, F. 69622 Villeurbanne Cedex.
 3. Petroconsultants S.A., Case postale 125, 24, chemin de la Mairie, CH - 1258 Perly.
 4. Département de géologie et paléontologie, Section Sciences de la Terre, Université de Genève, 13, r. Maraîchers, CH - 1211 Genève 4.
 5. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari, 51, via Trentino, I-09100 Cagliari, Sardegna, Italia.

RESUMEN

Entre 1998 y 2000 el célebre corte d'Organyà (Pirineo catalan) ha sido objeto de tres importantes publicaciones (entre ellas dos tesis doctorales) que se ocupan del intervalo estratigráfico Valanginiense – Aptiense. Estas dos tesis llegan a conclusiones diametralmente opuestas en lo referente a la bioestratigrafía de la Formación Hostal Nou y la parte inferior de la Formación Prada.

Por ese motivo hemos reinterpretado los datos publicados en las dos tesis, comparándolos con los resultados recientemente obtenidos en el Sudeste de Francia, que se refieren a la bioestratigrafía con orbitolínidos y a la estratigrafía secuencial.

El resultado es que las series d'Organyà y las de la plataforma berriasiense-valanginiense y urgoniana del Sudeste de Francia presentan una notable identidad estratigráfica.

Palabras clave: Pirineo Catalán (España), Organyà, Hostal Nou, Prada, Cadenas Subalpinas (Francia), Jura, Urgoniano, Valanginiense, Hauteriviense, Barremiense, Aptiense.

RÉSUMÉ

Entre 1998 et 2000, la célèbre coupe d'Organyà (Pyrénées catalanes) a fait l'objet de trois importantes publications, dont deux thèses, consacrées à l'intervalle compris entre le Valanginien et l'Aptien. Ces dernières présentent des conclusions biostratigraphiques diamétralement opposées pour la Formation d'Hostal Nou et la partie inférieure de la Formation de Prada.

Il a donc paru nécessaire de réinterpréter les faits d'observation publiés dans ces deux thèses à la lumière des connaissances nouvellement acquises dans le SE de la France, notamment dans les domaines de la biostratigraphie des orbitolinidés (calée sur l'échelle des ammonites) et de la stratigraphie séquentielle.

Le présent travail démontre que les séries d'Organyà et celles des calcaires de plate-forme berriasiens-valanginiens et urgoniens du SE de la France présentent une remarquable identité stratigraphique.

Mots-clés: Pyrénées catalanes (Espagne), Organyà, Hostal Nou, Prada, Chaînes subalpines (France), Jura, Urgonien, Valanginien, Hauterivien, Barrémien, Aptien.

1. INTRODUCTION

Le bassin d'Organyà (Fig. 1), situé dans la Haute-vallée du Riu Segre à 20 km au sud d'Andorre, est bordé au nord par la Serra de Prada, formée d'une puissante série d'environ 1.500 m d'épaisseur et constituée presque exclusivement de calcaires bioclastiques de plate-forme. Cette série, qui appartient à l'Unité centrale sud-pyrénéenne (Séguret, 1972), est traversée du nord au sud par le Riu Segre qui franchit des gorges très pittoresques au nord du village d'Organyà. Sur le bord occidental de la route C-14 (l'ancienne C-1313), qui relie Andorra à Lleida et qui suit la vallée du Riu Segre, les couches affleurent de façon quasi-continue.

La coupe d'Organyà, située dans la province de Lleida, appartient à l'unité chevauchante de Bóixols; elle est caractérisée par des faciès calcaires et marneux de plate-forme et de bassin. Du point de vue stratigraphique, le Crétacé inférieur de l'unité de Bóixols représente une mégaséquence constituée elle-même de plusieurs séquences de dépôts, comprises entre le Jurassique terminal (?) et l'Albien (Berástegui *et al.*, 1990; García-Senz *et al.*, 1991). Cette note portera essentiellement sur les séquences d'Hostal Nou II et de Prada (Fig. 2).

La séquence d'Hostal Nou-II (Fig. 2), d'une puissance de plus de 160 m, comporte à sa base 120 m de calcaires plus ou moins détritiques à foraminifères benthiques, dans lesquels peuvent s'intercaler des niveaux ligniteux à charophytes. La partie supérieure de cette séquence comprend 40 m de calcaires bioclastiques à foraminifères benthiques.

La séquence d'Hostal Nou-II est séparée de la séquence suivante, Prada-IA, par une lacune sédimentaire (hiatus, discontinuité) qui, suivant les auteurs, représente une portion plus ou moins importante du Valanginien et/ou de l'Hauterivien (Fig. 2). La séquence de Prada-IA, constituée par une série carbonatée d'une puissance de 1.375 m correspond à un cycle transgressif - régressif. Elle comprend deux faciès principaux. Le premier, formé de packstones et grainstones (calcaires oolitiques et bioclastiques) à bryozoaires, radioles d'échinides, fragments de mollusques et miliolidés, présente parfois des structures obliques; il s'agit donc d'un dépôt littoral de haute

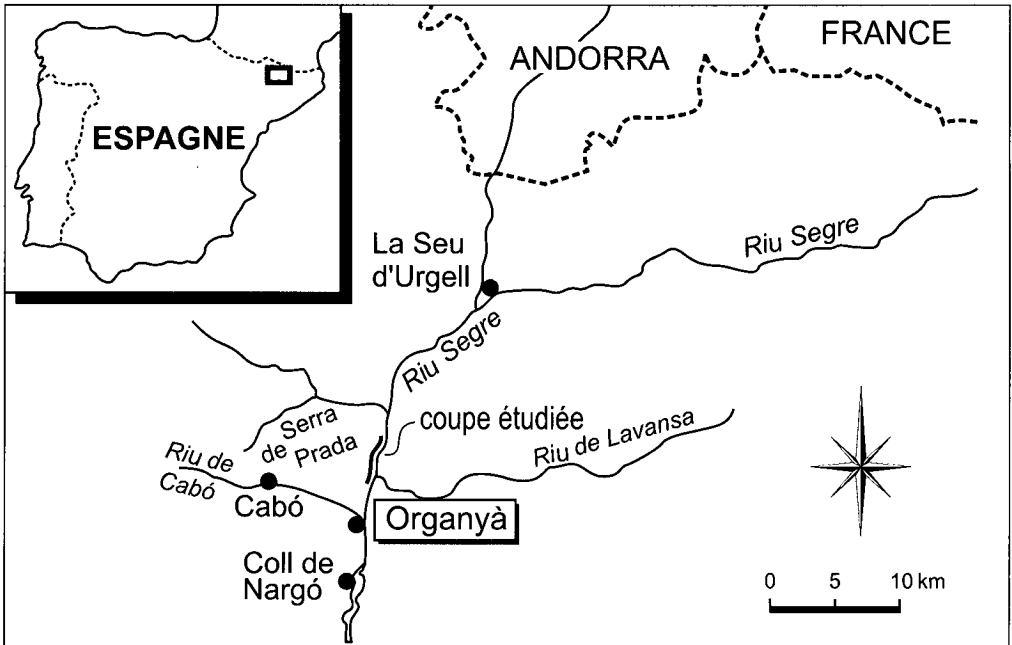


Fig. 1. Plan de situation de la région d'Organyà avec localisation de la coupe étudiée, d'après Becker (1999), modifié.

Fig. 1. Organyà study area, after Becker (1999), modified.

	PEYBERNÈS 1976	CAUS & al. 1990	BERÁSTEGUI & al. 1990	GARCÍA-SENZ & al. 1991	BERNAUS 1998	BECKER 1999
"Calcaires à Annéides"	U2b	Prada B	Prada	Prada IB	OR-4	Niv. 6
	U2a				OR-3	
"Calcaires urgo-barrémiens"	U1b	Prada A	?	Prada IA	OR-2	Niv. 5
	U1a				OR-1	Niv. 4
"Calcaires jaunes à bryozoaires"	N4	"Barranc de la Fontanella" C	?	Hostal Nou IIB	?	Niv. 3
	N3				OR-0	Niv. 2
"Calcaires roux à lignite"	N2c	Hostal Nou	Hostal Nou IIA	Hostal Nou IIA	?	Niv. 1
	N2b					

----- : discontinuité régionale majeure.

Fig. 2. Corrélation des nomenclatures lithostratigraphiques de la coupe d'Organyà suivant Peybernès (1976), Caus *et al.* (1990), Berástegui *et al.* (1990), García-Senz *et al.* (1991), Bernaus (1998), Becker (1999). La ligne pointillée, prise comme horizon de référence, correspond à une discontinuité régionale majeure reconnue par tous les auteurs, et séparant les "Calcaires jaunes à bryozoaires" des "Calcaires urgo-barrémiens" (terminologie de Peybernès, 1976). Cette corrélation a été établie d'après les équivalences lithologiques présentées respectivement par Bernaus (1998; fig. 8, p. 19) et par Becker (1999; tabl. 1, p. 377): il en ressort une correspondance entre ces deux auteurs en totale contradiction avec celle qui peut être établie par l'examen de leurs logs. Dans l'ouvrage de Bernaus, la position de la discontinuité majeure sur la figure 8 (p. 19) - milieu de la Formation de Prada sensu Caus *et al.* (1990) et García-Senz *et al.* (1991) - est différente de celle des figures 9 (p. 34) et 36 (p. 177) - base la Formation de Prada.

Fig. 2. Lithostratigraphic nomenclature of the Organyà section, after Peybernès (1976), Caus *et al.* (1990), Berástegui *et al.* (1990), García-Senz *et al.* (1991), Bernaus (1998) and Becker (1999). The dotted line taken as the reference correlation level corresponds to a major unconformity recognized by all of the authors. It separates the "Calcaires jaunes à bryozoaires" from the "Calcaires urgo-barrémiens" (terminology after Peybernès, 1976). The correlation is based on lithological descriptions provided by Bernaus (1998; fig. 8, p. 19) and Becker (1999; table 1, p. 377). It contradicts, however, the Organyà section logs provided by the same authors. E.g. compare Bernaus (1998, figs. 8, 9 and 36).

énergie. Le deuxième faciès, composé de calcaires foncés, bien stratifiés, comprend plusieurs cycles constitués, à la base, de packstones à orbitolinidés et, au sommet, de mudstones à charophytes. Ces faciès sont caractéristiques de lagons et de zones protégées de plate-forme sensibles à l'influence d'eaux douces.

Au-dessus, la séquence de Prada-IB (Fig. 2), épaisse de 275 m, correspond en grande partie aux "Calcaires à annélides" de Peybernès (1976). Elle présente à la base des dolomies massives surmontées par trois cycles grano-croissants et strato-croissants à rudistes. Le sommet est formé par des calcaires noirs asphaltiques à charophytes et annélides. Ces dépôts confinés de lagon sont recouverts par des marnes à ammonites aptiennes (Bédoulien supérieur) de la séquence sus-jacente (séquence de Roca Narieda).

La stratigraphie de la coupe des Gorges d'Organyà a déjà fait l'objet de nombreuses recherches depuis le travail de Leymerie (1870). La richesse des calcaires bioclastiques en microfossiles caractéristiques (principalement orbitolinidés et autres foraminifères complexes, dasycladacées) a suscité dans le dernier quart de siècle, plusieurs études biostratigraphiques détaillées dont celles de Peybernès (1976), de Caus *et al.* (1990), de Bernaus (1998) et de Becker (1999). Or, les conclusions de ces auteurs sur l'intervalle Valanginien-Barrémien divergent fortement tant sur le plan micropaléontologique que biostratigraphique, tout spécialement pour la période Hauterivien supérieur - Barrémien, où les datations de Caus *et al.* (1990) ne concordent pas avec celles de Bernaus (1998), elles mêmes très différentes de celles de Becker (1999). La comparaison de leurs observations et des résultats biostratigraphiques que nous avons obtenus depuis une dizaine d'années dans les plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur du SE de la France, du Jura suisse (vaudois et neuchâtelois) et en Sardaigne, nous permettent aujourd'hui de réviser utilement leurs conclusions respectives. De plus, des corrélations stratigraphiques cohérentes peuvent être désormais proposées pour la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou et pour la partie inférieure et moyenne de la Formation de Prada avec leurs équivalents dans le SE de la France grâce à une révision du découpage séquentiel et grâce à une nouvelle biozonation à orbitolinidés, établie dans les domaines jurassiens, subalpins, ardéchois et provençaux (Fig. 3) par Schroeder *et al.* (1989), Clavel *et al.* (1994a), Clavel *et al.* (1995), Trabold (1996), Charollais *et al.* (1998), Schroeder *et al.* (1990), Schroeder *et al.* (1999).

Comme le montre bien la Figure 2, le découpage et la nomenclature lithostratigraphiques de la coupe d'Organyà varient suivant les auteurs: s'il est aisé de reconnaître sur le dessin lithologique de la coupe les séquences de Bernaus (1998) et les formations de Becker (1999), il n'est toutefois pas possible de réconcilier les correspondances admises par l'un et l'autre entre leur découpage et les unités précédemment établies (Bernaus, 1998: fig. 8, p. 19 et Becker, 1999: fig. 6, p. 375 et tabl. 1, p. 377).

2. DATATION DE LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA FORMATION D'HOSTAL NOU

Peybernès (1976, p. 195), qui a subdivisé le "Néocomien" de la coupe d'Organyà en 4 unités (N₁ - N₄), signale dans l'unité N₃ la présence d'ostracodes qui ont "un cachet plutôt valanginien, l'Hauterivien semblant exclu" (résultat d'une étude par H.-J. Oertli). Dans les "bancs supérieurs" de cette unité, Peybernès cite "*Pseudotextulariella*" *salevensis* et une section douteuse de *Valdanchella miliani*. Vu cette

association micropaléontologique, il est logique de corréliser la partie supérieure de l'unité N₃ avec le sommet de la Formation d'Hostal Nou (Fig. 2).

Caus *et al.* (1990) attribuent la partie supérieure (membre C) de l'unité Barranc de Fontanella au Valanginien, en se basant sur la présence de *Choffatella pyrenaica*, *Eclusia cf. moutyi* et *Montsalevia salevensis*. Ce membre C correspond à la partie sommitale de la Formation d'Hostal Nou (Fig. 2).

Bernaus (1998) définit une séquence OR-0 à la base de la coupe qu'il a étudié à Organyà. D'après l'auteur, celle-ci est caractérisée par "l'ensemble de faune et de flore 1", attribuée (fig. 9, p. 34) au "Valanginien/Hauterivien?". Or, après avoir énuméré les foraminifères benthiques et les algues caractéristiques de cet ensemble, Bernaus (p. 178) conclut que l'ensemble 1 correspond au "Valanginien" (et non plus au "Valanginien / Hauterivien?", comme indiqué sur la fig. 9, p. 34). Vu les contradictions entre les attributions chronostratigraphiques de la séquence OR-0 présentée à la fig. 9 (p. 34) et à la fig. 36 (p. 177), il est difficile d'opter pour l'une ou l'autre des propositions! Dans le cadre de cette note, il ne sera fait référence qu'à la figure 36 (p. 177) de l'ouvrage de Bernaus (1998), car dans cette illustration l'auteur prend en compte simultanément la chrono-, la litho- et la biostratigraphie, ainsi que les séquences de dépôts (voir Bernaus *et al.* 2000: fig. 2, p. 57). Les derniers mètres de la séquence OR-0 renfermant *Valdanchella miliani*, correspondent donc à la partie sommitale de la Formation d'Hostal Nou.

Becker (1999: figs. 6, 11b) attribue un âge Hauterivien inférieur à la partie sommitale de la Formation d'Hostal Nou en se basant sur la présence de *Montsalevia?* sp. 1, reconnue dans les niveaux 1 et 2 de cette formation. Comme la figuration de cette *Montsalevia?* sp. 1 présentée sur la planche 26 (figs. 5-18) ne correspond pas au genre *Montsalevia* tel que l'ont défini Zaninetti *et al.* (1987), nous avons revu une partie des lames minces de la collection Becker, déposée au Muséum d'Histoire naturelle de Genève. Les résultats obtenus nous permettent désormais de dater avec plus de précision la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou.

2.1. *Valdanchella miliani* (Schroeder)¹

Cet orbitolinidé, cité par différents auteurs dans la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou, présente un intérêt stratigraphique particulier. L'espèce a été signalée pour la première fois dans la coupe d'Organyà par Peybernès (1976: p. 195: "une section douteuse") dans son unité N₃, attribuée par lui au Valanginien "supérieur". Jaffrezo (1980: p. 124) a décrit dans la même coupe des "Calcaires à Valdanchelles", d'une dizaine de mètres d'épaisseur, qu'il rattache au Valanginien inférieur.

Bernaus (1998: p. 124) signale *Valdanchella miliani* dans la partie sommitale de son unité OR-0 (quelques mètres au-dessous de la limite entre les Formations d'Hostal Nou et de Prada) et figure deux sections typiques de cette espèce (Bernaus, 1998: pl. 11, figs. 5 et 6). Cet auteur place l'unité OR-0 dans le Valanginien (Bernaus, 2000: p. 57). Par contre Becker (1999) ne mentionne pas *Valdanchella miliani*.

¹ R. Schroeder & A. Cherchi

D'après Azéma *et al.* (1976), la biozone à *Valdanchella miliani*, reconnue en France, en Espagne, aux Baléares et en Sardaigne, doit être considérée comme appartenant au Valanginien inférieur; cet âge est confirmé par les ammonites et les calpionelles. A l'heure actuelle, cette attribution est généralement admise dans la littérature. Il en découle que la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou (= unité OR-0 de Bernaus) dans la coupe d'Organyà ne dépasse pas le Valanginien inférieur.

2.2. *Montsalevia* Zaninetti, Salvini-Bonnard, Charollais & Decrouez; *Pseudotextulariella* Barnard; *Vercorsella* Arnaud-Vanneau ²

Le matériel prélevé par E. Becker dans la Formation d'Hostal Nou et déposé au Muséum d'Histoire naturelle de Genève, n'est pas très riche en foraminifères bisériés à test complexe, et ceux-ci n'apparaissent que dans la partie basale de la coupe ; les genres *Montsalevia*, *Pseudotextulariella* et *Vercorsella* y ont été reconnus.

Pseudotextulariella courtionensis Brönnimann, 1966, tout d'abord, une espèce de grande taille (hauteur: 1,5 mm) assez commune dans l'intervalle Berriasien supérieur - Valanginien du domaine jurassien, a été retrouvée au niveau 182 de Becker; l'espèce avait déjà été mentionnée dans la coupe d'Organyà par Peybernès (1976) et par Caus *et al.* (1990).

Parmi les foraminifères bisériés de petite taille, des formes proches de *Montsalevia elevata* sont visibles dans l'intervalle 198 à 184 de Becker (1999, fig. 9a), et d'autres, attribuables à *Montsalevia salevensis*, se situent entre les niveaux 191 et 186; dans les Pyrénées, cette dernière espèce était connue depuis les études de Peybernès (1976) et de Caus *et al.* (1990), tandis que *Montsalevia elevata* n'y a vraisemblablement jamais été citée. La découverte (Caus *et al.*, 1990) de *Montsalevia* dans le Crétacé inférieur de la coupe d'Organyà permet d'étendre la distribution géographique de ce foraminifère également au domaine pyrénéen.

D'autres formes encore, un peu plus volumineuses, pourraient également appartenir à *Montsalevia*; elles sont localisées entre les niveaux 184 et 182 et 175 et 170 de Becker. Ces formes, récemment retrouvées dans le Crétacé inférieur (Berriasien supérieur, Formation de Vions) de la plate-forme jurassienne (Salève et Jura - Fig.3), sont probablement nouvelles; le matériel en provenance du Salève est actuellement à l'étude.

Concernant toujours la coupe d'Organyà, Becker (1999) relève la présence au niveau 189 d'un autre foraminifère bisérié à test complexe, en forme de cône fortement comprimé latéralement et à nombreuses loges, qu'elle illustre abondamment (pl. 26, figs. 5-18). Malheureusement les lames du niveau 189 n'ont pas été déposées au Muséum d'Histoire naturelle de Genève. Pour l'auteur, il s'agit d'une espèce nouvelle, *Montsalevia?* sp. 1, correspondant à un stade morphologique plus évolué que *Montsalevia salevensis*, dont serait dérivée *Montsalevia?* sp. 1.

Sur la position stratigraphique de *Montsalevia?* sp. 1, Becker (1999: p. 431) propose un âge hauterivien inférieur, pour la raison que l'extinction de *Montsalevia salevensis*, le précurseur présumé de *Montsalevia?* sp. 1, se situe à la limite Vanginien-Hauterivien. Caractérisée toutefois par un test subflabelliforme à flabelliforme,

² L. Zaninetti

Montsalevia? sp. 1 est en réalité plus proche d'une cunéoline que de *Montsalevia*, dont le test est conique, en conséquence de section transversale circulaire. *Montsalevia* ? sp. 1 s'avère en réalité s'identifier à *Vercorsella tenuis* Velic & Gusic, 1973, aussi bien pour ce qui concerne sa morphologie générale, ses dimensions (hauteur: 0,4 à 0,5 mm), la finesse caractéristique de sa paroi microgranulaire imperforée, ainsi que pour le quadrillage régulier typique des cunéolines, quadrillage visible en section tangentielle et dû aux nombreuses intersections des loges avec le cloisonnement vertical radiaire. *Vercorsella tenuis* a été décrite dans le Néocomien des Dinarides; dans la publication originale, Velic & Gusic (1973, p.156) précisent qu'il s'agit probablement d'Hauterivien. Par la suite toutefois, Velic (1988) est revenu sur l'extension stratigraphique de l'espèce, et propose pour *Vercorsella tenuis* une distribution allant du Valanginien inférieur à l'Hauterivien basal.

2.3. Dasycladacées³

La coupe d'Organyà, telle qu'étudiée par Becker (1999), contient plusieurs niveaux caractérisés par des assemblages distincts d'algues dasycladacées (chlorophycées). Les lames minces déposées au Muséum d'Histoire naturelle de Genève ont été revues et les premiers résultats sont publiés ci-dessous; une étude plus approfondie est en cours.

De beaux spécimens d'une dasycladacée très caractéristique, *Zergabriella embergeri* (Bouroullec & Deloffre), sont illustrés par Bernaus (1998: pl. 17, figs. 6-8) des premiers 45 m de la séquence OR-0 de la coupe d'Organyà, qu'il a relevée et décrite dans sa thèse. Selon Granier (1989), l'espèce apparaît au Portlandien pour disparaître au Valanginien. On remarquera toutefois que les spécimens du Portlandien appartiennent probablement à une espèce voisine, *Zergabriella espichelensis* (Deloffre & Ramalho), décrite en 1971. L'espèce semble donc avoir une extension comprise entre les biozones d'ammonites à Boissieri et Campylotoxum (Berriasien supérieur à Valanginien inférieur). Dans le Jura, *Zergabriella embergeri* est présente dans les Formations de Vions (Berriasien supérieur), de la Chambotte (Berriasien sommital-Valanginien basal), et des marnes d'Arzier (P.O. Mojon, communication orale), datées du Valanginien inférieur (partie inférieure de la Zone à Pertransiens) par les dinokystes (Monteil 1995).

Des sections de *Zergabriella embergeri*, qui avaient déjà été signalées par Peybernès (1976: p. 195) dans l'unité N₂ (Berriasien supérieur - Valanginien inférieur) de la coupe d'Organyà, ont été retrouvées dans des échantillons de Becker (1999), prélevés 3 à 4 mètres au-dessus de la base de sa coupe. Le biofaciès dénote un transport à partir d'habitats très différents avec, en particulier, des charophytes, des bryozoaires, des foraminifères ainsi que d'autres dasycladacées dont *Clypeina marteli* Emberger. Cette espèce, décrite à l'origine dans le Valanginien d'Algérie, a aussi été signalée dans le Berriasien, mais non pas dans l'Hauterivien. Par conséquent, en se fondant uniquement sur la présence de *Z. embergeri* et *C. marteli*, la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou dans la coupe d'Organyà doit être attribuée au Valanginien ou au Berriasien supérieur, et non pas à l'Hauterivien inférieur comme l'a proposé Becker (1999).

³ M. A. Conrad

2.4. Charophytes

Un niveau ligniteux situé à 15 m de la base de l'unité de "Calcaires roux à lignites" de Peybernès (1976), équivalent de la Formation d'Hostal Nou de Berástegui *et al.* (1990) et d'Hostal Nou IIA de García Senz *et al.* (1991), renferme une flore de charophytes composée de *Globator maillardii* var. *steinhauseri*, *Globator maillardii* var. *mutabilis*, *Clavator* sp., *Porochara* gr. *kimmeridgensis* subgr. *kimmeridgensis* et des thalles de charophytes qui appartiennent au genre *Charaxis*, traditionnellement attribués au genre *Munieria*. Le même échantillon renferme d'abondants ostracodes limniques du genre *Cypridea* et des dents de poissons et de reptiles. Les fructifications de charophytes sont affectées par une certaine corrosion superficielle d'origine diagénétique. La préservation des thalles de charophytes et la faune limnique associée signifient que les fructifications étudiées sont en position *in situ*. La flore de charophytes appartient à la biozone à Steinhauseri, biozone de longue durée couvrant le Valanginien et l'Hauterivien inférieur (Martín-Closas & Salas, 1988; Riveline *et al.*, 1996; Martín-Closas, 2000).

2.5. Conclusions de l'analyse micropaléontologique de la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou

La présence de *Valdanchella miliani* permet d'attribuer la partie supérieure de la Formation d'Hostal Nou au Valanginien inférieur. De plus, l'identification de l'association composée de *Montsalevia salevensis*, *M. cf. elevata*, *Pseudotextulariella courtionensis* et *Cuneolina tenuis* est en accord avec cette datation, également en adéquation avec la présence des deux espèces de dasycladacées: *Zergabriella embergeri* et *Clypeina marteli*. D'autre part, les charophytes, signalés plus bas dans la Formation d'Hostal Nou mettent en évidence l'épaisseur des dépôts d'âge valanginien.

Enfin, l'analyse séquentielle constituant un outil supplémentaire de datation, il nous a paru essentiel d'interpréter la discontinuité, qui termine la Formation d'Hostal Nou et qui la sépare de la Formation de Prada.

2.6. La discontinuité entre les Formations d'Hostal Nou II et de Prada

La lacune, qui sépare à Organyà la Formation d'Hostal Nou de la Formation de Prada (Fig. 2), rappelle une lacune de même amplitude présente dans les séries de la région de Toulon (Provence), où les calcaires à rudistes et orbitolinidés de l'Hauterivien supérieur reposent directement sur les calcaires du Valanginien inférieur terminal à *Valdanchella miliani* et *Montsalevia salevensis* (Masse, 1976).

La discontinuité terminant la Formation d'Hostal Nou à Organyà se trouve en position stratigraphique identique à la discontinuité qui marque la fin de la plate-forme carbonatée du Valanginien inférieur en domaine téthysien et qui correspond, en termes de stratigraphie séquentielle, à la « régression forcée » exondant l'ensemble de la plate-forme au milieu de la Zone à *Campylotoxum* (séquence Va4 - limite de séquence au banc 263 de l'hypostratotype d'Angles). De la plate-forme au bassin, cet

événement se traduit par l'érosion de la presque totalité des calcaires roux (avec des éléments remaniés dans les marnes du Valanginien supérieur à *Saynoceras verrucosum*, lui-même remanié par la "transgression hauterivienne" qui débute dans la Zone à *Callidiscus*) du stratotype historique de Valangin (Jura neuchâtelois, Suisse), par l'apparition de faciès à rudistes en bordure de plate-forme (Chartreuse), de calcaires bioclastiques grossiers en domaine de talus («calcaires miroitants» du Languedoc), de turbidites (laminites de Mirabel et autres plaquettes rousses dans le bassin). Corrélativement, on enregistre à ce moment précis la disparition de la plupart des calpionelles, de différents foraminifères benthiques (dont *Montsalevia salevensis*) et de divers genres d'ammonites (*Kilianella*, *Platylenticeras*, *Busnardoites*), dont les populations vont se renouveler de façon spectaculaire dès l'arrivée de la transgression du Valanginien supérieur (qui débute en fait au sommet de la Zone à *Campylotoxum*).

Il est également intéressant de noter que dans le « cortège de bas niveau (LST) » de la séquence Va4 de l'hypostratotype d'Angles, on observe une brutale chute des teneurs en Fe (-40% par rapport au cortège de dépôt précédent) qui atteignent ainsi leur plus faible valeur de tout l'étage (1364 ppm). Ces teneurs remontent sensiblement (2241 ppm) dans le « cortège transgressif (TST) » sus-jacent, pour atteindre leur plus haute valeur de tout l'étage (5698 ppm), dans le « cortège de haut niveau (HST) » de cette séquence, en raison des apports dus à l'exondation de l'ensemble de la plate-forme ⁴.

3. DATATION DE LA PARTIE INFÉRIEURE / MOYENNE DE LA FORMATION DE PRADA

3.1. Les orbitolinidés de la partie inférieure / moyenne de la Formation de Prada: identification de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur ⁵

Grâce à l'étude d'un grand nombre de coupes relevées dans le SW de l'Europe et riches en associations d'orbitolinidés caractéristiques de l'intervalle Hauterivien supérieur - Aptien inférieur, il devient désormais possible de réunir un certain nombre d'espèces en lignées phylétiques. Les espèces successives de chaque lignée sont reliées entre elles par de nombreuses formes de passage, qui permettent de déterminer la distribution verticale de chaque espèce, ce qui fournit de précieux repères stratigraphiques.

A l'heure actuelle, nous avons pu identifier trois lignées phylétiques, qui permettent de subdiviser l'intervalle Hauterivien supérieur - Aptien inférieur (Fig. 3):

- *Valserina primitiva* Schroeder, Charollais & Conrad - *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach); cette lignée couvre l'intervalle Hauterivien supérieur - Aptien inférieur et a été décrite par Schroeder (1993) et Clavel *et al.* (1995);

- *Montseciella glanensis* (Foury) - *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder; cette lignée s'étend de l'Hauterivien supérieur à l'Aptien inférieur basal et a été publiée par Cherchi & Schroeder (2000);

⁴ Résultats inédits de Laurent Emmanuel à qui les auteurs témoignent de leur vive gratitude.

⁵ R. Schroeder & A. Cherchi

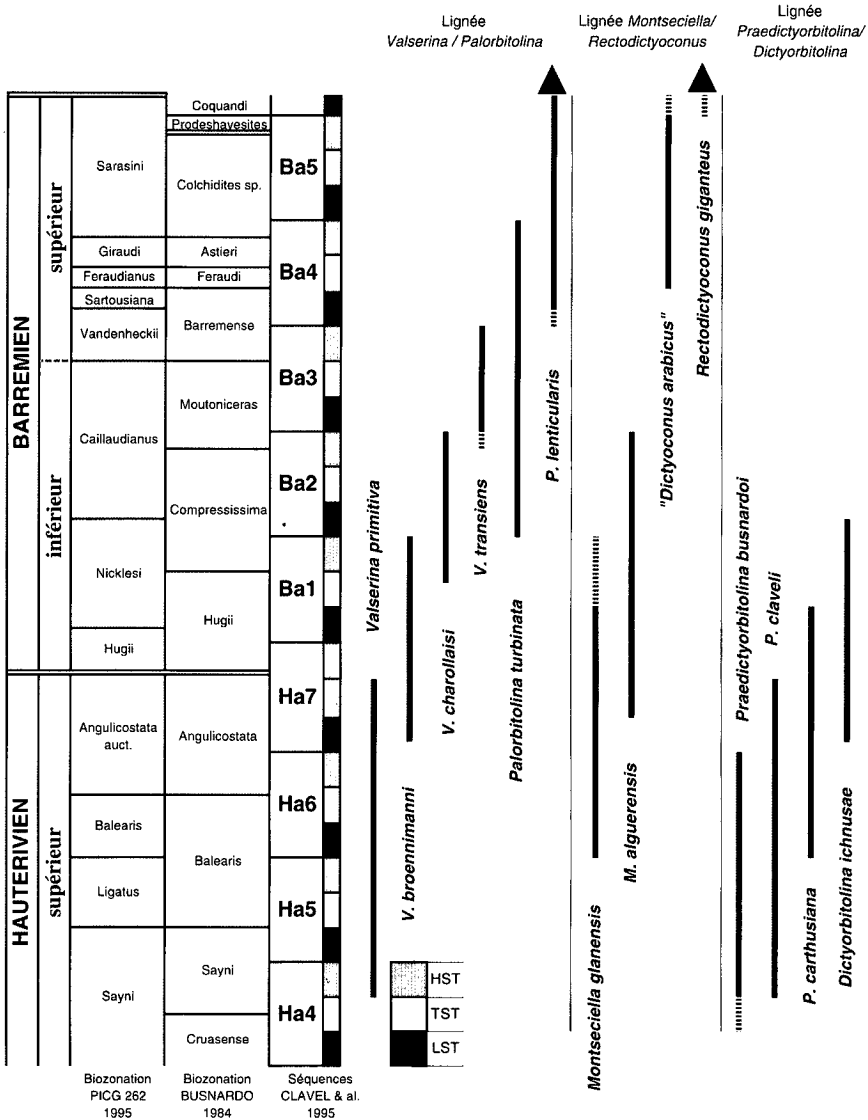


Fig. 3. Echelle biostratigraphique des lignées phylogénétiques d'orbitolinidés de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur reconnues dans le Jura, le SE de la France, l'Ardèche, les Pyrénées et la Sardaigne. (Schroeder *et al.* ce travail). De gauche à droite: âges; biozones d'ammonites (PICG 262, 1995); biozones d'ammonites Busnardo (1984); découpage séquentiel de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien. HST (highstand systems tract): cortège de haut niveau marin. TST (transgressive systems tract): cortège transgressif. LST (lowstand systems tract): cortège de bas niveau marin. Lignées phylogénétiques: *Valserina* / *Palorbitolina*, *Montseciella* / *Rectodictyoconus*, *Praedictyorbitolina* / *Dictyorbitolina*.

Fig. 3. Biostratigraphy and phylogeny of the orbitolinids in the Jura, SE France, Ardèche, Pyrenees and Sardinia (Schroeder *et al.*, herein). From the left: ages; ammonite biozones after Busnardo (1984); Upper Hauterivian and Barremian sequence sets, HST: highstand systems tract. TST: transgressive systems tract. LST: lowstand systems tract. Phylogenetic lineages: *Valserina* / *Palorbitolina*, *Montseciella* / *Rectodictyoconus*, *Praedictyorbitolina* / *Dictyorbitolina*.

– *Praedictyorbitolina busnardoï* Schroeder, Clavel, Cherchi & Charollais - *Dictyorbitolina ichnusae* Cherchi & Schroeder; cette lignée, qui débute à l'Hauterivien supérieur et se termine au Barrémien inférieur, a fait l'objet d'un travail de Schroeder *et al.* (1999).

La Figure 3 démontre la distribution stratigraphique des différentes espèces de ces trois lignées, calée sur la biozonation à ammonites et sur le découpage séquentiel (Clavel *et al.*, 1995).

Les espèces du genre *Paleodictyoconus* Moullade (par ordre chronologique: *P. n. sp. 1* in Arnaud-Vanneau, 1980; *P. cuvillieri* Foury; *P. actinostoma* Arnaud-Vanneau & Schroeder) représentent probablement une quatrième lignée phylétique, dont l'évolution reste encore à étudier et qui couvre l'intervalle Hauterivien supérieur - Aptien inférieur.

Outre les espèces appartenant aux lignées sus mentionnées, d'autres formes dont la position phylétique n'est pas encore éclaircie, peuvent être considérées comme de bons marqueurs biostratigraphiques. En conclusion, on constate que les orbitolinidés jouent un rôle important pour la datation de la partie inférieure et moyenne de la Formation de Prada (Peybernès, 1976; Caus *et al.*, 1990; Bernaus, 1998; Becker, 1999).

Peybernès (1976) a attribué les couches, qui correspondent à la partie inférieure de la Formation de Prada, à ses Unités N₄ ("Hauterivien") et U₁ ("Hauterivien terminal? à Barrémien inférieur *sensu lato*") (Fig. 2). L'Unité N₄ a fourni "une section transversale hypothétique de la 'forme-guide' de l'Unité N₃ [*sic!*], '*Paracoskinolina*' n. sp. 1" (Peybernès 1976: p. 195), une forme mal définie et, pour cette raison, impropre à dater ce niveau. Le même auteur (p. 281) cite, à la base de l'Unité U₁, *Paracoskinolina pertenuis* Foury (espèce également mal définie) et *Urgonina protuberans* Foury & Moullade. Il signale plus haut *Urgonina protuberans* et *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury) - *barremanus* Moullade, et enfin au sommet, *Falsurgonina pileola* Arnaud-Vanneau & Argot, *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau & Schroeder, *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync) et *Paracoskinolina* n. sp. 3 (= *P. hispanica* Peybernès). Ces dernières associations indiquent un âge barrémien inférieur; la datation de la partie basale de l'Unité U₁, basée sur les orbitolinidés précités, reste incertaine. D'autre part, il semble que Peybernès n'ait pas reconnu à cette époque l'importante lacune séparant ses Unités N₃ (= Formation d'Hostal Nou) et U₁ (= Formation de Prada).

Caus *et al.* (1990) divisent la Formation de Prada en deux unités lithologiques (Fig. 2): A ("Lower Barremian") et B ("Upper Barremian"). Dans la partie supérieure de l'Unité A, ces auteurs signalent les orbitolinidés suivants: *Cribellopsis* cf. *neolongata* (Cherchi & Schroeder), *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync), *Urgonina alpillensis* (Foury), *Valserina primitiva* Schroeder et *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury). Dans la partie basale de l'Unité B, ces mêmes auteurs citent: *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Valserina bronnmanni* Schroeder & Conrad, *Eygalierina turbinata* Foury, *Paracoskinolina hispanica* Peybernès, *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder & Conrad et *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach). Cette dernière association indique, suivant ces auteurs (p. 319), "a late Barremian age", car "an identical assemblage also occurs in sample TB-306 from Fort l'Ecluse (Blondel *et al.*, 1986) collected by us during the excursion of the third International Symposium on Benthic Foraminifera (Benthos '86)". A ce sujet il faut noter que l'association d'orbitolinidés de l'échantillon TB-306, étudiée par R. Schroeder (*in*

Blondel & Schroeder, p. 45) et attribuée au “Barrémien inférieur” (partie basale), se composait de *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Valserina broennimanni* et de *Valserina* (= *Eopalorbitolina*) *charollaisi*, (*Parascokinolina hispanica* étant citée 2 m plus haut en TB-307): elle est caractéristique de la partie supérieure de la séquence Ba1, Zone à Nicklesi du Barrémien inférieur (Fig. 3). Par contre ni *Eygalerina turbinata*, ni *Palorbitolina lenticularis* ne sont présentes dans le niveau TB-306 de Fort l’Ecluse ou dans ses homologues des “calcaires marneux de la Rivière” du Jura méridional aux environs de Genève; elles se rencontrent à des niveaux plus élevés, la dernière étant une espèce caractéristique de l’intervalle Barrémien supérieur - Aptien inférieur.

Plus récemment en 1998, Bernaus a subdivisé les couches de la partie inférieure de la Formation de Prada en deux séquences de dépôt: OR-1 et OR-2 (Fig. 2). Il est étonnant que *Valserina primitiva* et son descendant direct *V. broennimanni*, pourtant citées quelques années auparavant par Caus *et al.* (1990) dans cet intervalle stratigraphique et considérées comme caractérisant respectivement le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur basal, ne soient plus mentionnées dans l’inventaire des orbitolinidés publié par Bernaus. Par contre, d’après cet auteur (p. 179), “la séquence de dépôt OR-1 est caractérisée par l’existence, dans la partie supérieure de la séquence, de *Cribellopsis neolongata*, espèce uniquement connue à partir du Barrémien supérieur. La séquence de dépôt OR-2 est caractérisée par l’association *Palorbitolina lenticularis*, *Eopalorbitolina charollaisi* et *Valserina* sp., association caractéristique du Barrémien supérieur dans les chaînes subalpines”. D’après Bernaus, la Formation de Prada débute donc au Barrémien supérieur et en conséquence, la lacune entre cette formation et la Formation de Hostal Nou recouvre l’Hauterivien et le Barrémien inférieur.

Les datations proposées par Bernaus (1998) et rappelées ci-dessus reposent largement sur des déterminations incorrectes ou douteuses. En effet, les sections figurées sous le nom “*Cribellopsis neolongata*” (Cherchi & Schroeder) provenant du milieu de la séquence OR-2 (Bernaus, 1998: pl. 11, figs. 1-4) appartiennent, il est vrai, à ce genre, mais leur détermination spécifique reste incertaine. *Cribellopsis* débute déjà dans le Barrémien inférieur (*C. thieuloyi* Arnaud-Vanneau; *Cribellopsis* sp. in Arnaud-Vanneau, 1980: pl. 96, figs. 1-2); ces espèces se distinguent soit par leur forme externe, soit, en section, par l’extension de la zone réticulaire des loges. Le premier caractère n’est reconnaissable qu’en section axiale; le deuxième essentiellement en section transversale. Or, les sections de “*Cribellopsis neolongata*” figurées par Bernaus sont subaxiales (pl. 11, fig. 2) ou tangentielles (pl. 11, figs. 1 et 3); elles ne permettent donc pas de reconstituer la forme externe du test. Une quatrième section (transverse oblique; pl. 11, fig. 4) est si confuse qu’elle n’autorise aucune détermination.

La présence de *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) dans la séquence OR-2 ne peut pas être confirmée non plus. En effet, l’individu figuré sous ce nom par Bernaus (pl. 12, fig. 4) et provenant du milieu de la séquence OR-2 montre un appareil embryonnaire plus primitif que celui de *P. lenticularis*; il s’agit en réalité de *Palorbitolina turbinata*. La coexistence de cette dernière espèce avec *Valserina charollaisi*, qui a été également prouvée dans la partie moyenne de la séquence OR-2 (Bernaus, 1998: pl. 12, fig. 5), indique la partie moyenne du Barrémien inférieur (voir chapitre 6.2.).

De plus, *Paracoskinolina hispanica* Peybernès signalée par Bernaus (1998, fig. 36) au milieu de la séquence OR-2 et figurée par cet auteur sous ce nom (pl. 8, figs. 5-6), et là aussi par erreur aussi comme "*Paracoskinolina cf. sunnilandensis*" (pl. 8, fig. 8), est une forme typique de l'Hauterivien sommital- Barrémien inférieur.

En conclusion, il découle de toutes ces remarques qu'aucun orbitolinidé des séquences OR-1 et OR-2 n'indique un âge barrémien supérieur.

Les études de Becker (1999) s'appuient largement sur les résultats obtenus dans les dernières décennies par notre groupe de travail. A partir d'un échantillonnage très serré, et donc beaucoup plus significatif, ce qu'illustre partiellement la Figure 5, Becker attribue la partie inférieure/moyenne de la Formation de Prada à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien inférieur : nous acceptons sans réserves ces conclusions, qui reposent sur une détermination et une attribution chronostratigraphique correctes des très nombreux orbitolinidés collectés. Becker (1999 : fig. 13) différencie dans cet intervalle 7 biozones qui sont caractérisées par les taxa suivants (de bas en haut): 1 - *Orbitolinopsis? flandrini* Moullade ; 2 - *Orbitolinopsis subkiliani* Dieni, Massari & Moullade ; 3 - *Praedictyorbitolina simplex* n. sp. (= *Valserina primitiva* Schroeder *et al.* p.p. et *Praedictyorbitolina busnardoii* Schroeder *et al.* p.p. ; voir chapitre 4.2) ; 4 - *Valserina primitiva*; 5 - *Valserina broennimanni* Schroeder ; 6 - *Palorbitolina turbinata* (Foury) ; 7 - *Paleodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau & Schroeder. Bon nombre des formes collectées par Becker appartiennent aux lignées phylétiques (Fig. 3) signalées au début de ce chapitre. Les espèces *Praedictyorbitolina clavelli* Schroeder et *Paleodictyoconus? leridanus* Becker (= *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder ; voir chapitre 4.3) ont été trouvées dans l'intervalle caractérisé par la coexistence de *Valserina primitiva/Valserina broennimanni* qui correspond à la partie supérieure de la Zone à Angulicostata (voir chapitre 6.1).

Nous soulignerons que l'identification du Barrémien inférieur repose en partie sur la présence, jusqu'au sommet de la partie étudiée, de formes reconnues par Arnaud *et al.* (1998) comme "strictement cantonnées à ce sous-étage": *Urgonina alpillensis*, *Paracoskinolina? jourdanensis* et *Orbitolinopsis debelmasi* sont citées à 30 reprises en divers niveaux et font l'objet de 20 figurations dans le travail de Becker (1999), mais ne sont étonnamment pas mentionnées chez Bernaus (1998).

3.2. Les dasycladacées de la partie inférieure/moyenne de la Formation de Prada: identification de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur ⁶

La partie inférieure de la Formation de Prada, telle que relevée par Becker (1999) à Organyà, est formée entre 238 et 242 m par un grainstone très riche en foraminifères et diverses algues avec, en particulier, un assemblage caractéristique de dasycladacées décrit pour la première fois par Conrad (1970) dans la coupe du tunnel du Rocher-des-Hirondelles (Jura méridional) (Fig. 4). En autres espèces, le matériel d'Organyà contient les dasycladacées suivantes: *Salpingoporella genevensis* Conrad, *Heteroporella? paucicalcareia* Conrad, *Salpingoporella mühlbergii* (Lorenz), *Actinoporella cf. podolica*

⁶ M. A. Conrad

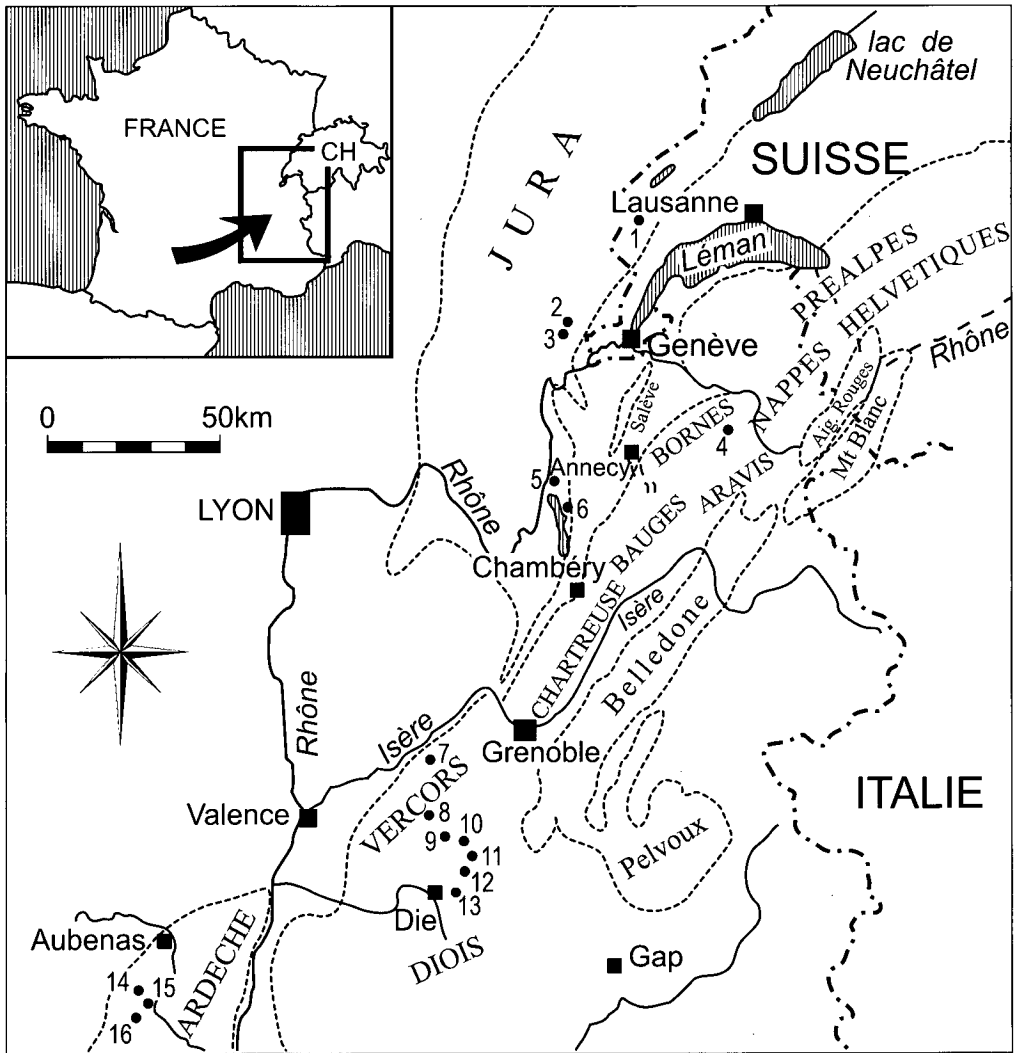


Fig. 4. Plan de situation du Jura, des chaînes subalpines septentrionales et de l'Ardèche.

1: Vaultion; 2: Rocher des Hirondelles; 3: Chézery; 4: Combe de Bella Cha; 5: Vions; 6: La Chambotte; 7: Gorges du Nant; 8: Grands Goulets; 9: La Béguière; 10: Mont Aiguille; 11: Pas de l'Essaure; 12: Montagnette; 13: Plateau de Glandasse; 14: Pont de Laval; 15: La Vignasse - Mas du Gras; 16: Plateau de St. Remèze.

(Le lecteur pourra également se rapporter au plan de situation plus complet comportant toutes localités visitées par les auteurs et ayant fourni des données biostratigraphiques complémentaires, dans le travail de Clavel *et al.*, 1995: p. 666, fig. 1).

Fig. 4. Location map in Northern Subalpine Ranges, Jura and Ardèche. 1: Vaultion; 2: Rocher des Hirondelles; 3: Chézery; 4: Combe de Bella Cha; 5: Vions; 6: La Chambotte; 7: Gorges du Nant; 8: Grands Goulets; 9: La Béguière; 10: Mont Aiguille; 11: Pas de l'Essaure; 12: Montagnette; 13: Plateau de Glandasse; 14: Pont de Laval; 15: La Vignasse - Mas du Gras; 16: Plateau de St. Remèze. (See also Clavel *et al.*, 1995, p. 666, fig. 1 for additional details).

(Alth), *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad, *Angioporella fouryae* Masse *et al.* et *Praturlonella danilovae* (Radoicic). Ce niveau est situé 70 à 75 m en-dessous des premiers spécimens de *Valserina primitiva*, dans la zone de foraminifères à *Orbitolinopsis subkiliani* et dans la biozone d'ammonites à Balearis (Becker, 1999: fig. 11b).

Toutes les espèces de dasycladacées sus-mentionnées sont présentes dans les grainstones de la localité-type du Rocher-des-Hirondelles, épaisse de 55 m (Conrad, 1969; Conrad, 1970; Becker, 1999), où elles sont accompagnées des orbitolinidés *Valserina primitiva* Schroeder *et al.* dans la partie inférieure de la coupe, puis de *Valserina broennimanni* Schroeder, au-dessus. L'attribution à l'Hauterivien supérieur est fondée sur la présence de *Valserina primitiva*, laquelle couvre un intervalle compris entre la Zone à Sayni et le sommet de la Zone à Angulicostata (Fig. 3). Notons qu'en Ardèche, des spécimens manifestement allodapiques de *Salpingoporella genevensis* et *Heteroporella ? paucicalcareo*, qui sont les espèces les plus communes de l'assemblage du Rocher-des-Hirondelles, ont également été identifiées avec certitude dans les Zones à Angulicostata, Hugii et Nicklesi du Pont de Laval, au sommet de l'Hauterivien et à la base du Barrémien (Lafarge, 1978 ; Schroeder *et al.*, 1989; Charollais *et al.*, 1998) ainsi que dans les Zones à Nicklesi et Caillaudianus du Barrémien inférieur de la Vignasse – Mas de Gras (Lafarge, 1978; ce travail, Fig. 8).

Dans la coupe d'Organyà, le fait de signaler la présence d'espèces appartenant à l'assemblage du Rocher-des-Hirondelles, n'est pas nouveau. En effet, déjà en 1976, Conrad & Peybernès ont illustré de belles sections de *Salpingoporella genevensis*, dans l'unité N₄ de Peybernès, déjà attribuée à l'époque, bien qu'avec doute, à l'Hauterivien (Peybernès, 1976: 281). Toujours dans la coupe d'Organyà, mais plus haut, à 470 m au-dessus de la base de la Formation de Prada, des wackestones renferment un assemblage de dasycladacées très différent de celui du Rocher-des-Hirondelles, et qui reste à décrire. Se basant sur les orbitolinidés, Becker (1999) date ce niveau du Barrémien inférieur, dans les Zones à Compressissima et Moutoniceras, soit la Zone à Caillaudianus de la biozotation actuellement reconnue.

3.3. Les charophytes de la partie supérieure de la Formation de Prada: identification du Barrémien supérieur - Aptien inférieur

Dans la coupe d'Organyà, un niveau à charophytes, d'une épaisseur de 30 cm, formé de marnes vertes appartenant aux "Calcaires à annélides" de Peybernès (1976), au sein de la Formation des Calcaires de Prada de Berástegui *et al.* (1990) et de García Senz *et al.* (1991), situé à 925 m de la base des Calcaires de Prada a livré une association comprenant: *Atopochara trivolvris* var. *triquetra* (forme avancée), *Mesochara* gr. *voluta* et des clavatorites. Elle est accompagnée par une abondante faune d'ostracodes limniques, composée des genres *Cypridea* et *Darwinula*, et par de rares miliolidés. Cette association est considérée comme *in situ* à l'exception des clavatorites. La flore autochtonone de charophytes appartient à la biozone à Crucjata, attribuée au Barrémien supérieur-Aptien inférieur (Riveline *et al.*, 1996; Martin-Closas, 2000).

4. REMARQUES PALÉONTOLOGIQUES

4.1. Remarques sur le genre *Montsalevia* Zaninetti, Salvini-Bonnard, Charollais & Decrouez, 1987⁷

Le genre *Montsalevia* Zaninetti *et al.* se réfère à un petit foraminifère bisérié microgranulaire à test conique des environnements carbonatés littoraux du Crétacé inférieur (Berriasien-Valanginien). Caractéristique de la plate-forme jurassienne, dont il est originaire, ce foraminifère possède une vaste distribution à travers l'Europe, où on le retrouve des Pyrénées jusqu'au domaine carpatho-balkanique, et il est également connu en Turquie (Pontides).

Le genre *Montsalevia* est le plus ancien de tous les foraminifères bisériés à test complexe dont la radiation débute au Berriasien et se situe entièrement dans le Crétacé. Les premiers représentants de cette radiation, en général de petite taille, possèdent des tests coniques, alors que les dernières lignées, qui se poursuivent jusqu'au Crétacé supérieur, sont caractérisées par des foraminifères de plus grande taille, à tests comprimés latéralement et flabelliformes, évoluant parfois vers des formes discoïdes. Pour des raisons morphologiques et stratigraphiques, *Montsalevia* pourrait constituer la souche de tous les foraminifères bisériés à test complexe du Crétacé: *Pseudotextulariella*, *Sabaudia*, *Vercorsella*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, etc. (Zaninetti *et al.*, 1987). Toutefois, les liens de parenté entre ces différents genres, et plus particulièrement leur rapprochement de *Montsalevia* sont encore à préciser.

Décrit dans la localité du Mont Salève (Haute-Savoie, France) (Fig. 4), le genre *Montsalevia* est plus généralement représenté dans l'association des petits foraminifères du Berriasien-Valanginien de l'ensemble de la plate-forme jurassienne (Salvini, 1982; Salvini-Bonnard *et al.*, 1984). Au Salève, ce foraminifère avait sans doute été vu par Joukowsky & Favre déjà en 1913, car il est présent dans une lame mince ayant appartenu à ces auteurs (collection du Muséum d'Histoire naturelle de Genève); le spécimen ne fut toutefois identifié que tardivement, par Zaninetti *et al.* (1988) qui en donnèrent la première illustration (pl. 2, figs. 5-11).

D'un point de vue morphologique, le foraminifère *Montsalevia* se caractérise par un test de taille réduite (hauteur 0,1 à 0,15 mm), ayant la forme d'un cône non comprimé, et dont les loges sont arrangées selon le mode bisérié. Ces loges, au nombre de 5 à 8 rangées, sont subdivisées par des cloisons verticales rayonnantes, peu nombreuses en raison de la petite dimension des tests; pour cette même raison, une subdivision horizontale des loges n'existe pas. La paroi du test est microgranulaire, imperforée. Pour le reste de la structure de *Montsalevia*, quelques zones d'ombre subsistent encore: la région embryonnaire, par exemple, n'a toujours pas été clairement observée, et l'ouverture à ce jour reste inconnue.

L'espèce-type de *Montsalevia*, *Montsalevia elevata* Zaninetti *et al.*, 1987, est à notre connaissance la seule espèce aujourd'hui décrite dans le genre; elle a parfois été confondue avec « *Pseudotextulariella* » *salevensis* Charollais *et al.*, 1966, une forme proche, qui présente toutefois davantage de loges et une septation interne plus complexe. Également décrite dans le Crétacé inférieur du Salève, « *Pseudotextulariella* » *salevensis*

⁷ L. Zaninetti

se situe stratigraphiquement dans une position plus élevée que *Montsalevia elevata*, dans un intervalle compris entre le Berriasien terminal et le Valanginien inférieur (Formation de La Chambotte et « Calcaire roux »). « *Pseudotextulariella* » *salevensis*, qui pourrait être un descendant de *Montsalevia elevata*, est attribuée ici au genre *Montsalevia*, conformément à une proposition faite déjà par de nombreux auteurs, parmi lesquels Zaninetti *et al.*, 1987 ; Caus *et al.*, 1990 ; Bucur *et al.*, 1995 ; Rojay & Altiner, 1998.

4.2. Relations entre *Praedictyorbitolina simplex* Becker, 1999 et *Praedictyorbitolina busnardoii* Schroeder *et al.*, 1999 ⁸

Dans l'Hauterivien supérieur de la coupe d'Organyà, Becker (1999: 421, pl. 22, figs. 1-7) a décrit *Praedictyorbitolina simplex* n. sp. qui, d'après cet auteur (fig. 11b), se trouve au-dessous des couches à *Valserina primitiva*. Selon Becker (1999), *P. simplex* se distingue de *Praedictyorbitolina claveli* décrite par Schroeder (1994) dans l'Hauterivien supérieur du Jura neuchâtelois et vaudois, surtout par l'absence de cloisonnettes horizontales dans la zone marginale. Pour cette raison, *P. simplex* serait plus primitive que *P. claveli* et Becker la considère comme son ancêtre.

Cependant Becker (1999) omis de mentionner que déjà 5 ans auparavant, Clavel *et al.* (1994b: 40) avaient signalé dans la région de Vaulion (Jura vaudois, Suisse) la présence de *Praedictyorbitolina claveli* "en association avec des formes dépourvues de cloisonnettes horizontales donc manifestement moins évoluées que *Pr. claveli*". En 1999, ces formes plus primitives ont été décrites par Schroeder *et al.* comme une espèce nouvelle sous le nom de *Praedictyorbitolina busnardoii*.

A première vue, *Praedictyorbitolina simplex* Becker et *Praedictyorbitolina busnardoii* Schroeder *et al.* semblent être identiques. Pourtant l'holotype de *P. simplex*, dont la section plus ou moins axiale est figurée par Becker (1999: pl. 22, fig. 1) avec peut-être une deuxième section axiale (pl. 22, fig. 2), montre dans la zone centrale des sections de cloisons assez massives, qui alternent d'une loge à l'autre et présentent des contours subtriangulaires dus à leur épaissement vers le haut. Ces structures, en plus de l'absence de cloisonnettes horizontales dans la zone marginale, sont caractéristiques de *Valserina primitiva* Schroeder *et al.* 1969. En conséquence *Praedictyorbitolina simplex* doit être considérée comme synonyme de cette dernière espèce. Par contre, toutes les autres sections figurées par Becker (1999) sous le nom de *Praedictyorbitolina simplex* Becker (pl. 22, figs. 3-7) appartiennent à *Praedictyorbitolina busnardoii*.

4.3. Synonymie entre *Paleodictyoconus ? leridanus* Becker, 1999 et *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder, 1999 ⁹

Paleodictyoconus ? leridanus Becker est caractérisé d'après son auteur (1999: 409) par une trochospire initiale, par des éléments structuraux de la zone centrale formant un réseau incomplet, ainsi que par la présence de cloisonnettes horizontales dans la zone marginale.

⁸ R. Schroeder

⁹ A. Cherchi & R. Schroeder

La description et surtout les sections figurées de cette espèce (Becker, 1999: pl. 14, figs. 1-6; pl. 15, figs. 1, 2, 4) montrent que *P.?* *leridanus* est tout à fait identique à *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder, 1999b, dont le matériel-type provient du Barrémien inférieur du NW de l'île de la Sardaigne (région d'Alghero). *M. alguerensis* débute avec une trochospire initiale très développée; la zone centrale est subdivisée par de minces structures vermiculaires, qui alternent d'une loge à l'autre. La zone marginale présente un système régulier de cloisonnettes horizontales (Cherchi & Schroeder, 1999b: 11, pl. 3, figs. 1-3; pl. 4, figs. 1-5).

Il ressort de l'ensemble de ces faits, que le même taxon a été publié simultanément sous deux noms spécifiques différents: *Montseciella alguerensis* et *Paleodictyonus?* *leridanus*. Dans une telle situation, selon l'article 24 des Règles internationales pour la nomenclature zoologique (ICZN, 1999), le premier reviseur est autorisé à choisir le nom spécifique définitif. En accord avec cet article, Cherchi & Schroeder (2000: 74) ont déjà désigné *alguerensis* comme nom de cette espèce. Donc désormais le seul nom valable de ce taxon est *Montseciella alguerensis* Cherchi & Schroeder.

5. DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL

Le découpage séquentiel proposé par Bernaus (1998: 193, fig. 42), a été de nouveau publié partiellement et ses méthodes exposées en détail par Bernaus *et al.* (2000). Il appelle un certain nombre de commentaires ¹⁰ (Fig.6).

5.1. Le découpage proposé (Bernaus, 1998, 2000)

– Les discontinuités B et F, parfaitement caractérisées, correspondent aux limites (SB) des séquences Va4 (dans la partie inférieure de la Zone à *Campylotoxum* – Valanginien inférieur) et Bd3 (Zone à *Weissi* – Aptien inférieur) marquant les deux « régressions forcées » qui exondent l'ensemble de la plate-forme durant le Crétacé inférieur. La lacune qui surmonte la discontinuité B en fait également à Organyà la base de la séquence Ha4, dans la Zone à *Sayni*.

– La discontinuité C, définie par Bernaus (1998) comme surface remarquable soulignée de microkarstification, peut légitimement être considérée comme limite de séquence, ici confondue avec la surface de transgression (TS) en raison de l'absence de cortège de bordure de plate-forme (SMST). Mais il est impossible pour le lecteur de connaître sa position réelle dans la série ¹¹ : elle est en effet définie comme « située entre les échantillons D-54.4 et D-54.5 » et placée comme telle par Bernaus (1998: figs. 12 et 42) et Bernaus *et al.* (2000: fig. 2), mais dessinée 64 m plus haut sur l'échantillon D-56 par Bernaus (1998: fig. 18) et par Bernaus *et al.* (2000: fig. 5). Nous considérons que des discontinuités significatives existent réellement en ces deux positions et qu'elles représentent les limites inférieure et supérieure de la séquence Ha6.

¹⁰ B. Clavel. La nomenclature séquentielle utilisée dans ce travail se réfère au découpage séquentiel publié par Clavel *et al.*, 1992, 1995.

¹¹ Afin d'éviter une surcharge de la Fig. 5 de ce travail, nous renvoyons le lecteur au travail de Bernaus (1998).

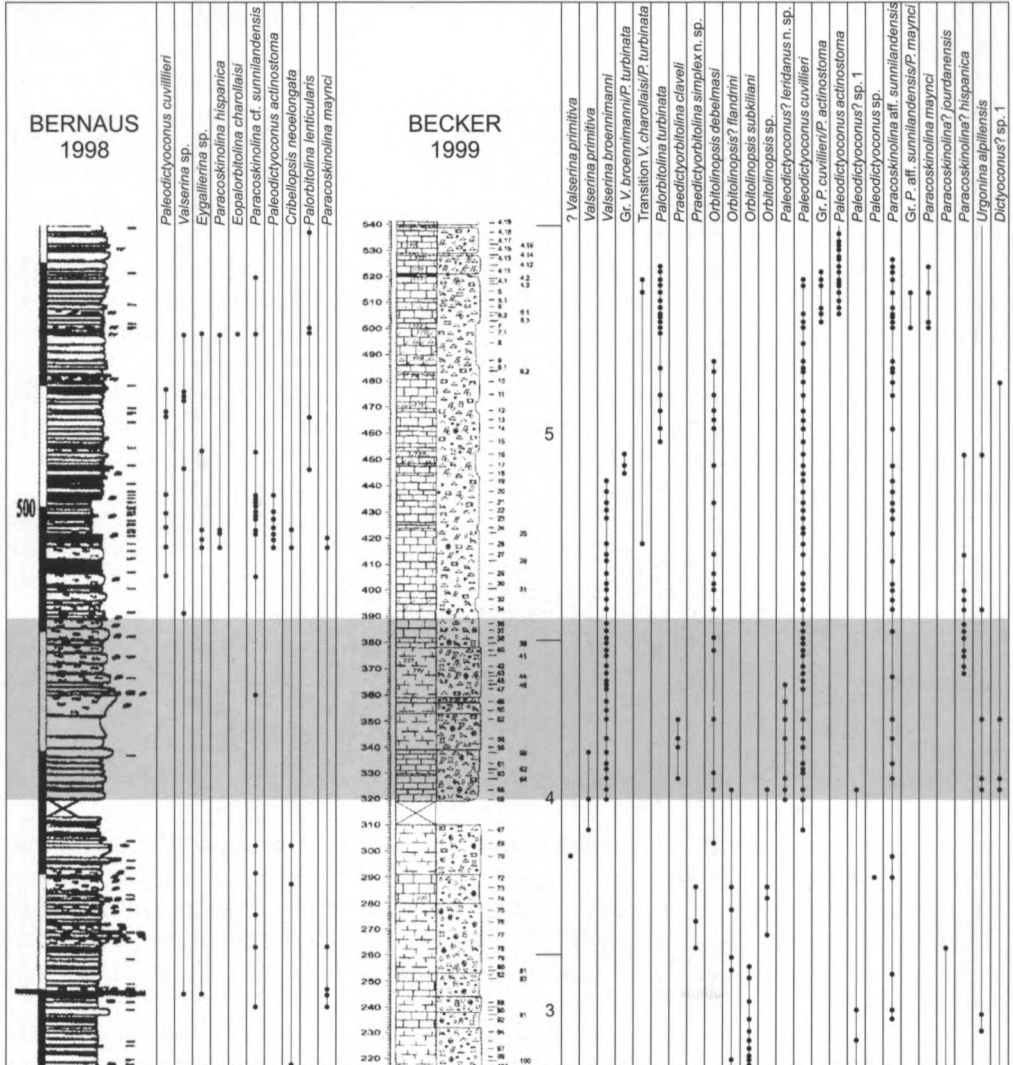


Fig. 5. Comparaison entre les orbitolinidés identifiés par Bernaus (1998, fig. 36) et par Becker (1999, figs. 11a,b) dans les 65 m qui surmontent la lacune d'observation (zone ombrée).

Cette portion (= zone ombrée) de la coupe d'Organyà correspond, d'après Schroeder *et al.* (ce travail) à la séquence Ha7 pro parte (sommet de la Zone à Angulicostata - base de la Zone à Hugii). Dans cet intervalle Bernaus (1998) n'a identifié qu'une seule espèce d'orbitolinidé, alors que Becker (1999) a déterminé à divers niveaux 13 genres et espèces : l'argumentation biostratigraphique des deux auteurs n'est évidemment pas comparable.

Fig. 5. Comparison between orbitolinids identified by Bernaus (1998, fig. 36) and Becker (1999, figs. 11 a,b) in 65 m of section above the observation gap (shaded). According to Schroeder *et al.* (herein), the shaded interval of the Organyà section belongs to part of the Ha7 sequence (top of the Angulicostata Zone - base of the Hugii Zone). Bernaus (1998) has identified a single orbitolinid species in the 65 m interval, as compared to 13 genera and species by Becker (1999). Biostratigraphic arguments supported by the two authors cannot thus be compared.

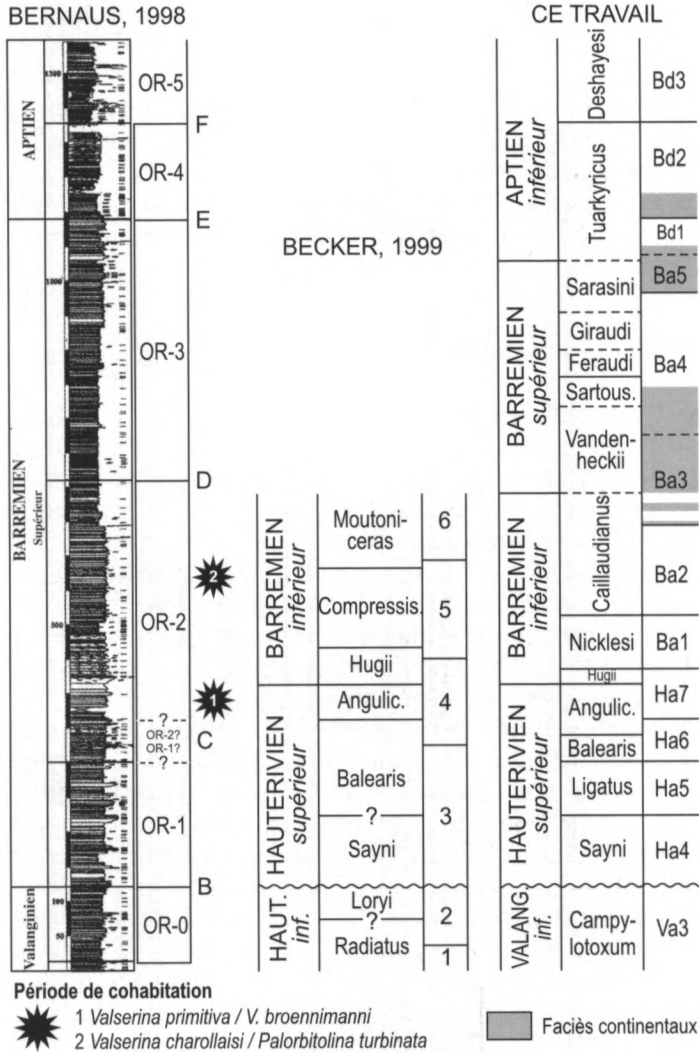


Fig. 6. Biostratigraphie de la coupe d'Organyà selon Bernaus (1998, fig. 36, p. 177), Becker (1999, figs. 11a et 11b, p. 396 à 399), et Schroeder *et al.* (ce travail). A gauche, interprétation de Bernaus (1998); de gauche à droite: âges, colonne lithologique, séquences; tout à droite, les numéros 1 et 2 représentent respectivement, l'emplacement des périodes de cohabitation de *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* et de *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata* Schroeder *et al.* (ce travail). Les lettres B, C, D, E, F correspondent aux différentes discontinuités reconnues par Bernaus (1998: 193, fig. 42). Au centre, interprétation de Becker (1999); de gauche à droite: âges, biozones d'ammonites (Busnardo, 1984), niveaux. A droite, interprétation de Schroeder *et al.* (ce travail); de gauche à droite: âges, biozones d'ammonites et séquences. Les espaces en grisé représentent les faciès continentaux.

Fig. 6. Biostratigraphy of the Organyà section. *Left*, after Bernaus (1998); from the left: ages, lithology, sequences; on the right: 1 and 2 show, respectively, the concurrent ranges of *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* and *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata* after Schroeder *et al.* (herein). B, C, D, E and F show the unconformities recognized by Bernaus (1998). *Center*: after Becker (1999); from the left: ages, ammonite biozones after Busnardo (1984), intervals. *On the right*: after Schroeder *et al.* (herein); from the left: ages, ammonite biozones and sequences. Continental facies are shaded.

– La surface D, caractérisée par la première apparition des calcaires à charophytes qui indique une brusque chute du niveau relatif, peut tout à fait être considérée comme limite de séquence (SB). Mais sa position sur la coupe, entre D-76a et D-77, n'est pas correcte: les premiers calcaires à charophytes apparaissent en effet 255 m au-dessus de la lacune (Becker 1999) c'est-à-dire sous l'échantillon D-73. Elle marque la limite inférieure de la séquence Ba3.

– De même type que la surface D, la surface E représente la limite de séquence (SB) de la séquence Bd2, dans la Zone à Tuarkyricus de l'Aptien inférieur.

5.2. Les autres limites présentes

L'apparente nécessité pour Bernaus (1998: 193, fig. 42) de retrouver à Organyà les divers éléments du modèle établi par Arnaud *et al.* (1998) dans les chaînes subalpines septentrionales (Gorges du Nant, Vercors) n'a pas permis à cet auteur d'identifier toutes les surfaces remarquables utiles ni d'en rechercher l'existence grâce aux indications fournies par la microfaune.

– Dans la séquence OR-1 de Bernaus (1998), on observe à partir de l'échantillon D-48.4 l'installation durable des faciès de bordure de plate-forme sur des niveaux constitués essentiellement de faciès de plate-forme externe, assortie d'un affinement marqué de la stratification. Il est vraisemblable que la limite entre les séquences Ha4 et Ha5 [Zone à Ligatus] se situe à cet endroit.

– La même évolution faciologique s'observe à partir de l'échantillon D-56.1 de la séquence OR-2. Cet échantillon, le premier de cette séquence considéré dans l'analyse quantitative, marque là aussi l'arrivée de faciès de bordure de plate-forme (Bernaus, 1998), et la nette augmentation de la fréquence de l'association infralittorale II par rapport à l'association infralittorale I, considérée comme moins profonde (Bernaus, 1998; Bernaus *et al.*, 2000). Les orbitolinidés présents au-dessus de ce niveau correspondent à ceux présents dans la séquence Ba1 du SE de la France (Fig. 7) : nous considérons donc que la limite inférieure de la séquence Ba1 se situe à ce niveau.

– Dans cette même séquence OR-2, les 9 m situés entre les échantillons D-60 et D-61 représentent la « surface d'inondation maximale (mfs) », marquée par l'arrivée de faciès de talus (Bernaus, 1998), ou seulement l'apparition des associations cirralittorales I et II (Bernaus, 1998; Bernaus *et al.*, 2000). L'association *Valserina charolaisi* / *Palorbitolina turbinata*, caractéristique de la séquence Ba2 dans le SE de la France, apparaît quelques mètres au-dessus (Fig. 8). En l'absence de données plus précises, nous ne pouvons ici fixer au banc près la limite inférieure de la séquence Ba2, mais il est évident qu'elle se situe entre les échantillons D-60 et D-61. L'échantillon D-65, considéré comme mfs par l'analyse quantitative, correspond effectivement à la mfs de la séquence Ba2.

– Une dernière surface remarquable se situe sous l'échantillon D-103, à la base de l'unité 15 de la séquence OR-3 de Bernaus (1998). Elle marque le début du dépôt d'une série de calcaires à charophytes presque deux fois plus épaisse (72 m) que celle (43 m) qui, à la base de la séquence OR-4 sus-jacente, est qualifiée de « deuxième grand dépôt de calcaires à charophytes ». Non mentionnée par Bernaus, elle représente la limite de séquence (SB) de la séquence Ba5, dans la Zone à Sarasini du Barrémien sommital.

– Les équivalents des limites basales des séquences Ba4 et Bd1, inclus dans les faciès à charophytes, ne sont pas identifiables précisément.

6. CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LA COUPE D'ORGANYÀ ET LES COUPES DU SE DE LA FRANCE

La corrélation proposée par Bernaus (1998: 193, fig. 42) entre la coupe du Bassin d'Organyà et la coupe des Gorges du Nant (Vercors, SE de la France), censée représenter les chaînes subalpines septentrionales, reflète fidèlement les erreurs de datation également commises dans le Vercors (Arnaud *et al.*, 1998) et n'appelle donc pas de commentaires très étendus.

Nous nous contenterons de remarquer, à propos de la discontinuité majeure B qui coiffe la Formation d'Hostal Nou, que son équivalent B3 proposé dans les Gorges du Nant représente en fait la surface de transgression de la séquence Ha7. La discontinuité qui lui correspond réellement dans cette région du Vercors - limite de séquence (SB) de la séquence Va4 dans la partie inférieure de la Zone à *Campylotoxum* - se situe 500 m plus bas!

Nous ajouterons que la corrélation D – B5, basée sur la présence de charophytes et « des grandes Palorbitolines à la base de l'intervalle transgressif » dans les deux coupes, repose sur une affirmation fallacieuse: jamais depuis la première publication de la coupe des Gorges du Nant par Arnaud-Vanneau *et al.*, en 1972, il n'a été fait mention à ce niveau de quelconques "charophytes et Palorbitolines". Arnaud-Vanneau *et al.* (1972) et Arnaud-Vanneau (1980) placent les charophytes 32 m plus haut, à la base du membre Ai1a et les « grandes Palorbitolines (= *P. lenticularis*) » 39 m plus haut, à la base du membre Ai1b ; les correspondances récemment publiées par Arnaud *et al.* (1998) placent ces anciens membres au-dessus de la limite de séquence A1! Nos propres observations confirment l'apparition de ces faunes et flores au-dessus du niveau dénommé SbA1 par Arnaud *et al.* (1998). Il convient par ailleurs de souligner que les deux plus importantes séries de calcaires à charophytes d'Organyà (niveaux 12/13 et 15 de Bernaus, 1998), correspondent stratigraphiquement aux deux périodes d'émersion prolongée qui se traduisent par la lacune des séquences Ba3 et Ba5, et la présence de charophytes de niveau évolutif identique, la plupart du temps remaniés, dans les cortèges transgressifs des séquences Ba4 et Bd1 des coupes du domaine de plate-forme interne des chaînes subalpines septentrionales.

Nous observerons pour notre part que, tant dans leur composition que dans leur succession, les associations d'orbitolinidés de la Formation de Prada de la série d'Organyà sont absolument identiques à celles identifiées de l'Hauterivien supérieur à l'Aptien inférieur datés par ammonites dans les coupes du SE de la France. Mentionnées dans diverses notes (Clavel *et al.*, 1995 ; Schroeder *et al.*, 1999), ces coupes de référence, qui fournissent le long du même cheminement ammonites significatives et orbitolinidés, permettent d'établir la position relative des diverses espèces d'orbitolinidés dans la biozonation des ammonites. Elles n'ont pour l'instant pas fait l'objet d'une publication formelle, mais cette publication est maintenant imminente; dans ce travail deux d'entre elles sont citées (Figs. 7 et 8).

Le matériel rassemblé à ce propos permet deux conclusions majeures intéressantes la coupe d'Organyà. En effet, au sein des populations d'orbitolinidés citées et figurées par Becker (1999), deux des associations rencontrées à Organyà, *Valserina primitiva* / *Valserina broennimanni* et *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata*, constituent des moments évolutifs qui ont valeur de marqueurs biostratigraphiques dont la résolution dépasse celle des biozones d'ammonites.

6.1. La coexistence *Valserina primitiva* / *Valserina broennimanni*, un marqueur de l'Hauterivien terminal (Zone à Angulicostata)

L'apparition de cloisonnettes horizontales dans la zone marginale des représentants du genre *Valserina* est un fait évolutif non susceptible de réversibilité, parfaitement caractérisé sur le plan morphologique, qui fonde la distinction entre *Valserina primitiva* Schroeder *et al.* et *Valserina broennimanni* Schroeder & Conrad. Une évolution semblable s'observe dans les genres *Praedictyorbitolina* Schroeder *et al.*, *Paracoskinolina* Moullade et *Montseciella* Cherchi & Schroeder.

L'intervalle de temps ("moment évolutif") durant lequel coexistent des formes non-porteuses et pleinement porteuses du nouveau caractère a été très précisément daté en domaine externe: il correspond à la partie supérieure de la Zone à Angulicostata, matérialisée par les dépôts de bas niveau relatif (LST ou SMST) et le cortège transgressif (TST) de la séquence Ha7.

Les alternances marnes/calcaires argileux hémipélagiques de la base de la coupe de Pont de Laval (Plateau de St. Remèze, Ardèche) (Fig. 7) ont fourni de très nombreux exemplaires dégagés des deux espèces: elles coexistent sur une épaisseur de 40 m environ, dans des faciès "michoides" représentant le "prisme de bordure de plate-forme (SMST)" et dans des alternances franches à dominante argileuse constituant le "cortège transgressif (TST)" de la séquence Ha7. L'intervalle de coexistence surmonte des niveaux à *Balearites* sp., et a livré à son sommet, sous la "surface d'inondation maximale (mfs)" de nombreuses *Pseudothurmannia* (*P. gr. angulicostata*, *P. grandis*, *P. gr. picteti*) dans les bancs calcaires dont les interlits marneux fournissaient les orbitolinidés. Au dessus, les alternances ont également fourni orbitolinidés et ammonites du Barrémien inférieur, mais les *Valserina* présentes appartiennent désormais aux espèces *broennimanni*, puis *charollaisi* Schroeder & Conrad (dans les faciès bioclastiques, 150 m au-dessus des dernières *V. primitiva*).

En bordure du bassin subalpin, la Combe de Bella Cha (Aravis, Haute Savoie) (Fig. 4), fournit des données absolument identiques (Trabold, 1996): *Valserina primitiva* et *V. broennimanni* y ont été déterminées ensemble, dans des lentilles bioclastiques insérées dans les faciès hémipélagiques représentant le "prisme de bordure de plate-forme (SMST)" de la séquence Ha7 de l'Hauterivien sommital. Les niveaux directement sous-jacents, qui surmontent eux-mêmes des calcaires où *V. primitiva* existe seule, ont livré *Pseudothurmannia gr. grandis* et *P. gr. pseudo-malbosii*, tandis que les calcaires sus-jacents recèlent *Raspailiceras gr. cassida*, *Emericiceras gr. emerici* (Barrémien basal).

Dans le Vercors central, les faciès urgoniens des Grands Goulets (Fig. 4) fournissent conjointement *Valserina primitiva* et *V. broennimanni* dans les calcarénites basales qui reposent sur des calcaires argileux à *Pseudothurmannia angulicostata*, *Sornayites cf. edouardi*, *Sornayites gr. simionescui*, *Toxaster retusus* et sont surmontées par des faciès

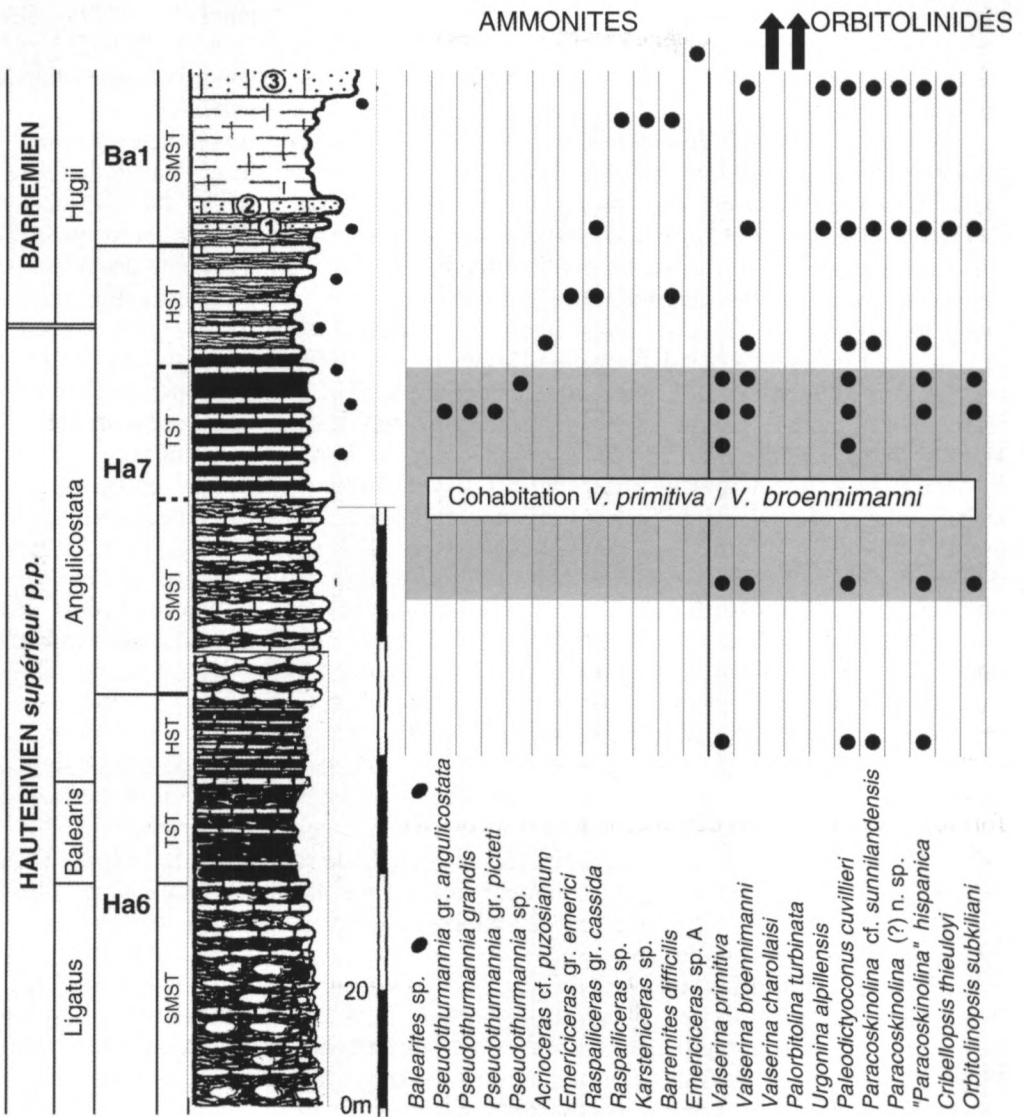


Fig. 7. Répartition des orbitolinidés et des ammonites de l'Hauterivien sommital et du Barrémien basal de la coupe de Pont le Laval (Ardèche, France). La période de cohabitation *Valserina primitiva* / *Valserina broennimanni* est indiquée en grisé.

Fig. 7. Orbitolinids and ammonites distribution in the uppermost Hauterivian and lowermost Barremian of the Pont de Laval section (Ardèche, France). Concurrent range of *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* is shaded.

hémipélagiques à *Torcapella* sp. et *Emericiceras* gr. *koechlini* (Arnaud *et al.*, 1998). Ces calcarénites représentent le “prisme de bordure de plate-forme (SMST)” de la séquence Ha7 de l’Hauterivien sommital. Les faciès bioclastiques sus-jacents, correspondant à la base de la séquence Ba1, ne comportent plus que *Valserina broennimanni*.

Dans le Vercors méridional, le Barrémien inférieur basal est très riche en ammonites et orbitolinidés au Mont Aiguille (Busnardo *et al.*, 1991) et sur le Plateau de Glan-dasse, au Pas de l’Essaure (Fig. 4). Le “cortège de haut niveau (HST)” de la séquence Ha7, fournit notamment *Spitidiscus hugii*, *Emericiceras emeric*, *Raspailiceras* gr. *cas-sida* au-dessus de la “surface d’inondation maximale (mfs)” qui surmonte des niveaux très riches en *Pseudothurmannia*. Dans ces deux coupes, où les premiers orbitolinidés collectés apparaissent avec les ammonites barrémiennes, les *Valserina* sont abondantes, mais appartiennent exclusivement à l’espèce *V. broennimanni*.

La limite supérieure de l’intervalle de coexistence *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* établie en Ardèche s’observe donc également dans les milieux hémipélagiques abritant la limite Hauterivien- Barrémien dans le Vercors méridional.

La coexistence *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* s’observe enfin dans le même intervalle stratigraphique en Provence. A Orgon, les deux espèces se rencontrent conjointement dans les “calcarénites basales d’Orgon” (Masse, 1976; 1993). Surmontant des calcaires argileux à *Pseudothurmannia angulicostata* et *Toxaster retusus*, elles-mêmes situés sous des niveaux fournissant, dans le Lubéron voisin, des ammonites du Barrémien basal (Masse *in litt.*, 1991; 1993), ces calcarénites constituent le sommet du “prisme de bordure de plate-forme (SMST)” de la séquence Ha7. Au-dessus, dans les “calcaires à silex de l’enclave d’Orsule” (Masse, 1976), on ne rencontre plus que *Valserina broennimanni*.

Il est ainsi confirmé que la période durant laquelle la présence de cloisonnettes horizontales dans la zone marginale se généralise au sein des populations de *Valserina* se situe au sommet de la Zone à *Angulicostata* de l’Hauterivien supérieur.

Il s’agit d’un saut évolutif qui s’amorce en période de restriction de l’espace (bas niveau marin relatif) et se réalise totalement au moment où l’augmentation de l’espace disponible nouvellement créé par la remontée du niveau relatif dans les bassins vocontien et subalpin atteint son apogée.

Sur le plan biostratigraphique, on dispose là d’un repère extrêmement précieux. Ubiquistes, les *Valserina* se rencontrent en bordure mais également sur la plate-forme elle-même où les ammonites, groupe sur lequel repose la biozonation du Crétacé inférieur, sont extrêmement rares et n’appartiennent jamais aux espèces essentiellement pélagiques utilisées pour définir les biozones. La présence, en domaine interne, de l’intervalle de coexistence *Valserina primitiva* / *V. broennimanni* permet de s’affranchir de cette contrainte et d’identifier de façon sûre la partie sommitale de l’étage Hauterivien.

Au Rocher des Hirondelles (vallée de la Valserine, Ain) (Fig. 4), localité-type de *Valserina primitiva*, *V. broennimanni* et *V. charollaisi*, la coexistence des deux premières espèces s’observe entre les niveaux 11 et 14 (échantillons 397 et 409) de la coupe de Conrad (1969), dans sa partie supérieure qui débute dans les faciès calcaréomarneux noduleux du sommet de l’«Urgonien jaune» (niveau 1; échantillons 294 - 297). Dans la coupe voisine de Chézery, la partie inférieure de l’«Urgonien jaune» a fourni à Mouty (1966) *Cruasicer* sp. juv. (Busnardo & Thieuloy comm. orale, = *Lyticoceras* sp. *in* Clavel & Charollais, 1989), genre marquant la base de l’Hauterivien supérieur de la biozonation actuelle.

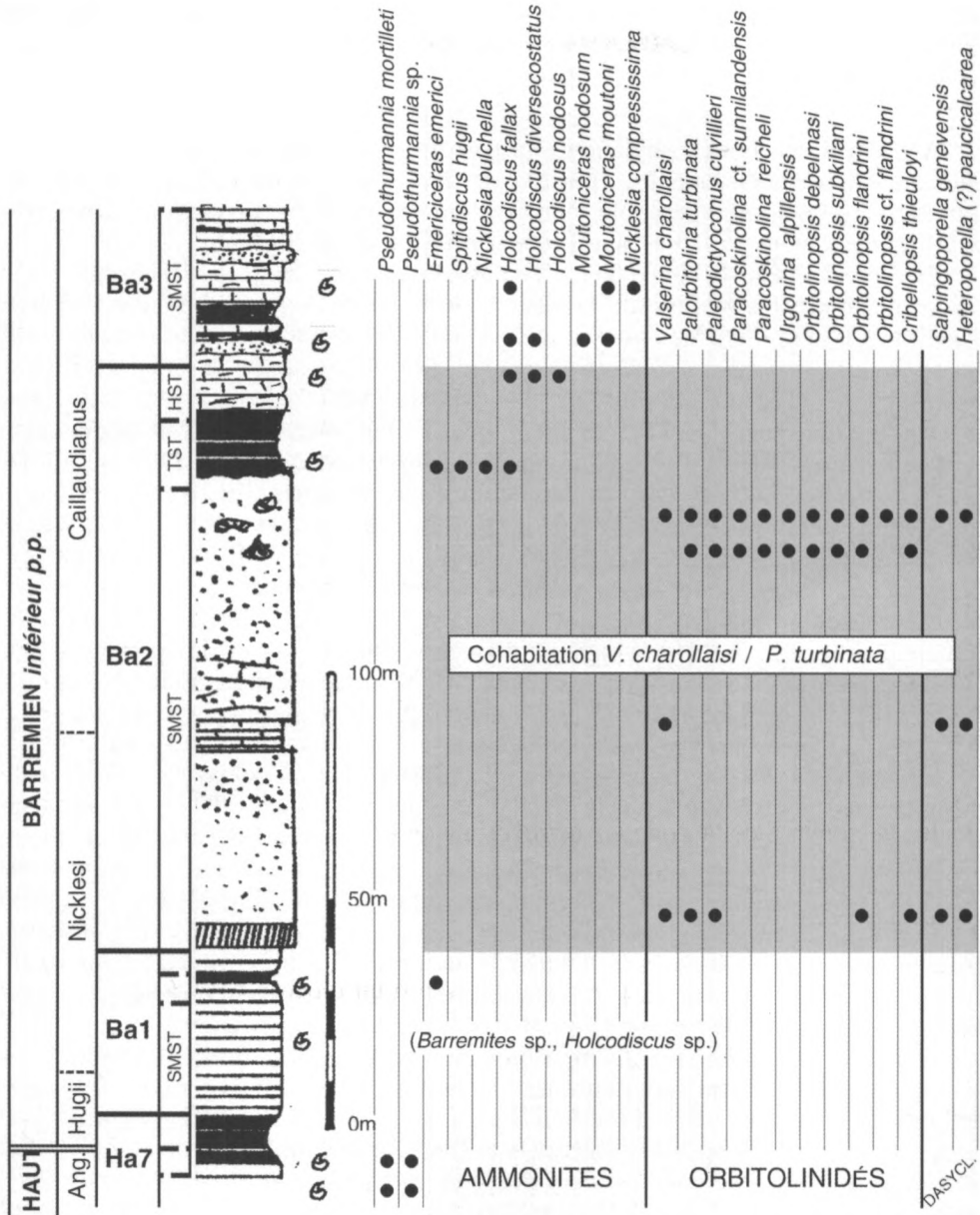


Fig. 8. Répartition des orbitolinidés, des ammonites et des algues (déterminées par Jaffrezo in Lafarge, 1978) du Barrémien inférieur de la coupe de La Vignasse - Mas de Gras (Ardèche, France). La période de cohabitation *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata* est indiquée en grisé. Son extension jusqu'au cortège de haut niveau (HST) de la séquence Ba2 a été établie dans la coupe voisine des Gorges de l'Ardèche, au Serre de Tourre.

Fig.8. Distribution of the orbitolinids, ammonites and algae (identified by Jaffrezo, in Lafarge, 1978) in the Lower Barremian of the La Vignasse - Mas de Gras section. The concurrent range of *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata* is shaded. The range shown as high as the Ba2 HST is established in the nearby Gorges de l'Ardèche section, at Serre de Tourre.

6.2. La coexistence *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata*: un marqueur de la partie moyenne du Barrémien inférieur (partie supérieure de la Zone à Nicklesi - partie inférieure de la Zone à Caillaudianus)

Au sein d'une lignée phylétique, le passage d'un embryon excentré doté d'un demi anneau périembryonnaire (caractère de *Valserina charollaisi*) à un embryon central pourvu d'un anneau périembryonnaire complet (caractère de *Palorbitolina turbinata*) est également un fait évolutif non susceptible de réversibilité.

En Ardèche, dans la coupe de La Vignasse – Mas de Gras (Fig. 8), les deux espèces se rencontrent ensemble de la base au sommet des calcaires bioclastiques qui constituent les premiers faciès urgoniens de la région. Reposant sur des calcaires argileux à *Emericiceras emerici*, *Holcodiscus* sp., *Barremites* sp. de la séquence Ba1, ils constituent le "prisme de bordure de plate-forme (SMST)" de la séquence Ba2 dont le « cortège transgressif (TST) » contient, dans les calcaires marneux immédiatement au dessus, une très riche faune d'ammonites composée dans sa quasi totalité d'espèces du genre *Holcodiscus*. Bien connus en domaine vocontien, les niveaux abritant ce soudain très fort développement des Holcodiscidae sont présents dans le stratotype du Barrémien d'Angles entre les bancs 115 et 124 (Vermeulen, 1995), soit le sommet de Zone à Compressissima de Busnardo 1984 (= la partie inférieure de la Zone. à Compressissima de Vermeulen, 1995; = la partie moyenne de la Zone à Caillaudianus actuellement reconnue). Une vingtaine de mètres plus haut, dans le "prisme de bordure de plate-forme (SMST)" de la séquence Ba3, on récolte entre autres *Moutoniceras moutoni*, et de nombreuses *Nicklesia compressissima*, de la partie supérieure de la Zone à Caillaudianus.

La coexistence *Valserina charollaisi* / *Palorbitolina turbinata* s'observe également dans le sud du Vercors, sur le Plateau de Glandasse (Fig. 4), où les calcaires bioclastiques de la Montagnette, qui reposent sur les niveaux à *Valserina broennimanni* du Pas de l'Essaure, constituent également le "prisme de bordure de plate-forme (SMST)" de la séquence Ba2 : abritant des intercalations hémipélagiques qui ont fourni *Paraspiticeras* cf. *guerini*, *Torcapella* gr. *falcata* et *Moutoniceras* gr. *nodosum* (Arnaud *et al.*, 1998), ils sont surmontés de marnes et calcaires argileux à *Torcapella* cf. *suessiformis*, *Torcapella* sp., *Cassidoiceras* gr. *boutini*, *Cassidoiceras* sp., *Barremites* gr. *charrieri*, *Emericiceras*? sp., *Cymatoceras neocomiensis*.

Il convient enfin de rappeler, à propos des faunes du Vercors septentrional, que la séquence Ba3 (partie supérieure de la Zone à Caillaudianus – partie inférieure de la Zone à Vandenheckii) qui a fourni à La Béguère (Fig. 4), dans sa partie supérieure, *Camericeras* sp.¹² (Virlouvet, 1997) recèle une multitude de *Palorbitolina turbinata* (et non *P. lenticularis* comme cité par Arnaud *et al.*, 1998) associées à *Valserina transiens* (et non à *V. charollaisi* comme cité par Arnaud *et al.*, 1998) espèce nouvellement décrite dont le développement embryonnaire est intermédiaire entre celui de *V. charollaisi* et celui de *P. turbinata* (Cherchi & Schroeder, 1999a).

¹² Forme appartenant au groupe précédemment dénommé *Emericiceras* gr. *barremense*.

6.3. Comparaison des profils sédimentaires

Bernaus (1998: 192) écrit, en conclusion de son travail, que si on compare les sédiments du bassin d'Organyà avec ceux des chaînes subalpines septentrionales (Vercors), « les cortèges présentent une épaisseur de sédiment bien supérieure à celle relevée dans les autres bassins du même âge », témoignant ainsi « d'un taux de sédimentation et de subsidence bien plus grand que tout ce qui est connu ailleurs ». Ces conclusions erronées ressortent d'une comparaison des épaisseurs, infondée pour deux raisons:

- la coupe des Gorges du Nant (Vercors) n'est pas du tout représentative de l'ensemble des chaînes subalpines septentrionales, encore moins du SE de la France;
- les épaisseurs comparées portent sur des séries qui ne correspondent pas aux mêmes périodes et aux mêmes cortèges de dépôt.

On ne connaît pas pour l'instant, dans l'Urgonien du SE de la France et du Jura suisse, de coupe contenant l'ensemble des séquences comprises entre Ha4 et Bd2 (Clavel *et al.*, 1995). Lorsque les séquences de l'Hauterivien supérieur sont présentes sous forme de calcaires urgoniens, le Barrémien et l'Aptien inférieur manquent totalement ou en partie, selon les régions (plate-forme jurassienne, Provence). Le Barrémien sommital et l'Aptien inférieur se présentent sous le faciès hémipélagique (Basse-Provence méridionale). D'autre part, à mesure qu'on se rapproche du bassin, l'installation des faciès de plate-forme se fait de plus en plus tardivement (Ha7 aux Gorges du Nant [Vercors], Ba5 dans la région d'Apt en Provence). De plus, dans les coupes des massifs des Bornes, des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors septentrional (dont celle des Gorges du Nant), le Barrémien supérieur est limité aux dépôts de haut niveau (TST et HST) de la séquence Ba4, les séquences Ba3 et Ba5 manquant totalement et le sommet de la séquence Bd2 étant érodé. Enfin, selon l'emplacement d'une coupe sur le profil paléogéographique de progradation, le « prisme de bordure de plate-forme (SMST) » qui constitue la base de la falaise urgonienne appartient à des séquences différentes et présente de plus des épaisseurs très variables en fonction de la position plus ou moins distale de la coupe. Il n'est donc pas possible d'établir une quelconque coupe représentative de l'Urgonien du SE de la France, ni même des chaînes subalpines septentrionales.

A Organyà, l'analyse séquentielle de Bernaus (1998) considère les calcaires à charophytes (280 m au total) comme des « prismes de bas niveau »: ils représentent en fait l'équivalent chronologique continental de trois périodes de bas niveau (LS) et de deux périodes de haut niveau (HS). Ce type de dépôt n'existe pas aux Gorges du Nant. Dans le SE de la France, il n'est connu qu'en de rares coupes où il est d'ordre décimétrique.

Les cortèges de dépôt marins de la série d'Organyà sont constitués exclusivement de dépôts de haut niveau, les séries des chaînes subalpines septentrionales (Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors), d'Ardèche et de Provence contiennent en plus des dépôts marins de bas niveau. L'épaisseur cumulée des seuls prismes de haut niveau des séquences Ba1, Ba2, Ba4, Bd1 et Bd2 représentées dans la majorité des coupes est plus importante (du double au quadruple) à Organyà. Mais l'épaisseur globale de la série urgonienne pour le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur (Ba1 à Bd2), un peu moindre en Ardèche, est supérieure dans le sud du Vercors. Si on ne compare que les dépôts d'âge Barrémien supérieur – Aptien inférieur (Ba4 à Bd2), on constate des épaisseurs égales en Ardèche, plus importantes dans les Monts de Vaucluse.

En fonction de ces seuls éléments, il n'est pas possible d'affirmer que le taux de sédimentation et le taux de subsidence sont bien plus importants à Organyà que dans les autres bassins, ce qui impliquerait que ce taux augmente fortement pendant les périodes de haut niveau relatif et diminue tout aussi fortement durant les périodes de bas niveau relatif. Deux hypothèses contradictoires peuvent être par contre envisagées:

– la subsidence, moins rapide que la chute eustatique, n'est pas plus forte que dans le SE de la France: les périodes de bas niveau peuvent donc exonder la partie interne de la plate-forme ce qui semble le cas à Organyà ;

– la subsidence, plus rapide que la chute eustatique, est particulièrement élevée: des dépôts de bas niveau sont conservés sur la partie interne de la plate-forme; ils demandent à être identifiés à Organyà.

CONCLUSIONS

En accord avec Bernaus (1998), nous constatons que la série d'Organyà et celles des calcaires de plate-forme berriaso-valanginiens et urgoniens - urgoniens uniquement pour Bernaus - du SE de la France (dont les chaînes subalpines septentrionales) présentent une remarquable identité stratigraphique. Ces séries possèdent globalement les mêmes successions de faciès, le même nombre de séquences de dépôt, les mêmes associations de faune et flore: on doit donc leur attribuer le même âge dans les deux régions.

Mais la convergence de nos conclusions respectives s'arrête là: basés, pour la partie inférieure de la Formation de Prada dont il est essentiellement question dans ce travail, sur un échantillonnage insuffisant et des déterminations d'orbitolinidés erronées, le découpage séquentiel et les datations de Bernaus (tous deux à teneur variable selon les pages) ne sont compréhensibles que si on se réfère au modèle établi voici plus de vingt ans et développé par l'école grenobloise dans les chaînes subalpines septentrionales (Chartreuse et Vercors). Ce modèle n'est aujourd'hui plus acceptable: nos propres observations dans les massifs de la Chartreuse et du Vercors (coupes des Gorges du Frou, du Balcon des Ecouges, des Gorges du Nant, des Grands Goulets, du Plateau de Glandasse et du Col de Rousset notamment) montrent qu'il repose sur une documentation biostratigraphique singulièrement lacunaire.

Le modèle de dépôt des plates-formes à faciès urgonien de l'intervalle Hauterivien supérieur - Aptien inférieur doit intégrer les nouvelles et nombreuses connaissances acquises en biostratigraphie (notamment sur les orbitolinidés); il doit également prendre en compte les données fournies par la stratigraphie séquentielle. Les observations faites à Organyà, démontrent que le modèle que nous avons établi dans le SE de la France se vérifie en tous points dans le domaine sud-pyrénéen.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Fonds national suisse de la Recherche scientifique (requêtes 2000-053524 et 2000-046719) qui a contribué financièrement à la réalisation de ces recherches.

Charles Martin-Closas, auteur d'une synthèse sur les charophytes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la péninsule ibérique (2000), a bien voulu nous

communiquer les résultats de ses recherches sur deux niveaux de la coupe d'Organyà; qu'il en soit vivement remercié. Les auteurs témoignent également leur gratitude au Dr. Rossana Martini pour sa précieuse collaboration scientifique et à Jacques Metzger, géologue-graphiste, pour avoir réalisé une partie de l'iconographie, ainsi qu'aux techniciens du Département de géologie et de paléontologie de l'université de Genève, François Gischig et particulièrement Pierre Desjacques, sans le soutien duquel ce travail n'aurait pu être mené à bien. En outre, les auteurs ont eu accès à la collection E. Becker grâce à la bienveillance du Dr. Danielle Decrouez, Conservateur en chef au Muséum d'Histoire naturelle de Genève.

BIBLIOGRAPHIE

- Arnaud-Vanneau, A. 1980. Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys. L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, **11**: 874 pp., 3 vols., 254 figs., 115 pls. Grenoble.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Foury, G., & Masse, J.-P. 1972. *L'Urgonien de Haute Provence et du Vercors*. Livret-guide de l'excursion 9-12 octobre 1972. Association des géologues du Sud-Est et Groupe Français du Crétacé.
- Arnaud-Vanneau, A., Conrad, M. A., Deloffre, R., Luperto Sinni, E., Masse, J.-P., Peybernès, B., Radoicic, R., Sokac, B., Velic, I. 1991. Distribution of Lower Cretaceous Foraminifera and Dasycladal algae of the Adriatic Plate. In: 2nd Intern. Symp. Adriatic Carbon. Platform – Relations with adjacent regions. Zadar, May 12th to 18th, 1991 - Abstr. (Eds: Velic, I., Vlahovic, I.) Inst. Geol., Zagreb, Croatia, 22-26, 2 tabs.
- Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Blanc-Alétru, M.-C., Adatte, T., Argot, M., Delanoy, G., Thieuloy, J.-P., Vermeulen, J., Virgone, A., Virilouvet, B., & Wermeille, S. 1998. Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géol. Alpine*, **74**: 3-89, 39 figs., 7 pls. Grenoble.
- Azema, J., Fourcade, E., Jaffrezo, M. & Thieuloy, J.-P. 1976. Sur l'âge Valanginien inférieur de la biozone à *Valdanchella miliani* (Foraminifère). Intérêt pour la stratigraphie dans le domaine méditerranéen occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D) **282**: 1411-1414, 1 fig. Paris.
- Becker, E. 1999. Orbitoliniden-Biostratigraphie der Unterkreide (Hauterive-Barrême) in den spanischen Pyrenäen (Profil Organyà, Prov. Lérida). *Rev. Paléobiol.*, **18** (2): 359-489, 13 figs., 26 pls. Genève.
- Berástegui, X., García-Senz, J.M. & Losantos, M. 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull. Soc. géol. France*, **8** (2): 251-264, 11 figs. Paris.

- Bernaus, J.-M. 1998. *L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE Espagne): micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle*. Thèse, Univ. J. Fourier, 206 pp., 42 figs., 24 pls. Grenoble.
- Bernaus, J.-M., Caus, E. & Arnaud-Vanneau, A. 2000. Aplicación de los análisis micropaleontológicos cuantitativos en estratigrafía secuencial: el Cretácico inferior de la Cuenca de Organyà (Pirineos, España). *Rev. Soc. Geol. España*, **13** (1): 55-63, 9 figs., 1 tab. Barcelona.
- Blondel, T. & Schroeder R. 1986. Jura méridional. Excursion à la Montagne du Vuache (Haute-Savoie) - Fort l'Ecluse (Ain, France). In : Blondel, T., Charollais, J., Clavel, B., Schroeder, R. 1986. Excursion du Congrès Benthos'86. Jura méridional et chaînes subalpines. 27 septembre 1986. Livret-guide. Excursion n. 1. *Publ. Dép. Géol. Pal. Univ. Genève, sér. Guide géologique*, **5**: 6-55. Genève.
- Brönnimann, P. 1966. *Pseudotextulariella courtionensis*, n. sp., from the Valanginian of well Courtion 1, Courtion, Canton of Fribourg, Switzerland. *Arch. Sc. Genève*, **19** (3): 265-278, 8 figs., 3 pls. Genève.
- Bucur, I., Conrad, M.-A. & Radoicic, R. 1995. Foraminifers and calcareous algae from Valanginian limestones in the Jerma River Canyon, Eastern Serbia. *Rev. Paléobiol.*, **14** (2): 349-377, 2 figs., 1 tabl., 10 pls. Genève.
- Busnardo, R. 1984. Echelles biostratigraphiques. In : Cotillon, P., Chapitre Crétacé inférieur, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, **125**: 291-294, 1 fig. Orléans.
- Busnardo, R. & Thieuloy, J-P. 1989. Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage hauterivien. In : Remane, J. Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sc. nat.*, **11**: 322 pp., 77 figs., 13 tabs., 20 pls. Neuchâtel.
- Busnardo, R., Clavel, B., Charollais, J. & Schroeder, R. 1991. Le passage Hauterivien-Barrémien au Mont Aiguille (Vercors, France): biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Rev. Paléobiologie*, **10** (2): 359-364, 3 figs. Genève.
- Busnardo, R., Thieuloy, J-P., Moullade, M., & al. 1979. Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (sud-est de la France). *Comité français de stratigraphie. Les stratotypes français*, **6**: 143 pp., 35 figs., 9 tabs., 10 pls. Paris. (C.N.R.S.)
- Caus, E., García-Senz, J., Rodés, D. & Simó, A. 1990. Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian) sediments in the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research*, **11**: 313-320, 2 figs. London.

-
- Charollais, J., Brönnimann, P. et Zaninetti, L. 1966. Troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de *Pseudotextulariella salevensis* n. sp.; *Haplophragmoides joukowskyi*, n. sp.; *Citaella? Favrei*, n. sp. *Arch. Sc. Genève*, **19** (1): 23-48, 6 figs., 5 pls. Genève.
- Charollais, J., Clavel, B., Schroeder, R., Busnardo, R. & Masse, J.-P. 1998. La plate-forme urgonienne. Un exemple de plate-forme carbonatée: biostratigraphie, stratigraphie séquentielle, sédimentologie, études régionales. Livret-guide et résumés des conférences. *Publ. Dép. Géol. Paléont., Univ. Genève, sér. Guide géologique*, **8**: 1-181. Genève.
- Cherchi, A. & Schroeder, R. 1999a. Late Barremian orbitolinid Foraminifera from northern Somalia. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **38** (1): 3-13, 4 figs., 3 pls. Modena.
- Cherchi, A. & Schroeder, R. 1999b. *Montseciella*, a new orbitolinid genus (Foraminiferida) from the Uppermost Hauterivian - Early Barremian of SW Europe. *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **8**: 5-23, 2 figs., 4 pls. Barcelona.
- Cherchi, A. & Schroeder, R. 2000. Radiazione ed evoluzione degli orbitolinidi nelle piattaforme urgoniane. *Accad. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, Coll. Studi* **21**: 73-77, 1 fig. Modena.
- Clavel, B., Busnardo, R., Charollais, J., Schroeder, R. 1992. Sequence stratigraphy: a paleontological approach for the Lower Cretaceous. *Abstr. vol., Sequence Stratigraphy of European Basins*, 18th - 20th may 1992: 478-479, 1 fig. (CNRS). Dijon.
- Clavel, B. & Charollais, J. 1989. Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuchât. Sc. nat.*, **11**: 291-298, 3 figs. Neuchâtel.
- Clavel, B., Charollais, J., Schroeder, R. & Busnardo, R. 1995. Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle: exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France*, **166** (6): 663-680, 8 figs. Paris.
- Clavel, B., Schroeder, R., Charollais, J. & Busnardo, R. 1994a. Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **14**: 1-14, 4 figs. Genève.
- Clavel, B., Charollais, J., Schroeder, R., Oertli, H. & Busnardo, R. 1994b. Révision de « l'Aptien » de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelais et vaudois. *Publ. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **14** : 25-56, 3 figs., 2 pls. Genève.

- Conrad, M.-A. 1969. Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Ecl. geol. Helv.* **62** (1): 1-79, 25 figs., 7 pls. Bâle.
- Conrad, M.-A. 1970. Barremian and Lower Aptian Dasycladaceae in the area surrounding Geneva (Switzerland). *Geol. Romana*, **9**: 63-100, 12 figs., 11 pls. Roma.
- Conrad M.-A. & Peybernès, B. 1976. Hauterivian - Albian Dasycladacea from the Urgonian limestones in the French and Spanish Eastern Pyrenees. *Geol. Romana*, **15**: 175-197, 16 figs. Roma.
- Deloffre, R. & Ramalho, M. 1971. *Macroporella (Macroporella) espichelensis* n. sp., Dasycladacée portlandienne du Portugal et observations sur le genre *Macroporella* Pia 1912. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, **5**: 189-201, 1 fig., 2 pls. Pau.
- García-Senz, J.M., Berástegui, E., Caus, E. et Losantos, M. 1991. La Cuenca de Organyà. Estratigrafía. In : Berástegui, X. & Losantos, M. (ed.). El Cretácico inferior de la Cuenca de Organyà (Lámina cabalgante de Bóixols). Guía de la excursión pre-congreso. III Coloquio del Cretácico de España. Organyà, del 1 al 5 de Sept. 1991: 1-18. Barcelona. (Servei Geològic de Catalunya).
- Granier, B. 1989. *Zergabriella*, un nouveau genre d'algue dasycladale du Portlandien - Valanginien. *Rev. Micropaléont.*, **32** (1): 126-133, 1 fig., 2 pls. Paris.
- Hoedemaeker, P. J., Company, M., Aguirre-Urreta, M. B., Avram, E., Bogdanova, T. N., Bujtor, L., Bulot, L., Cecca, F., Delanoy, G., Ettachfini, M., Memmi, L., Owen, H. G., Rawson, P. F., Sandoval, J., Tavera, J. M., Thieuloy, J. P., Tovbina, S. Z. & Vasicek, Z. 1993. Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region: basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Rev. Esp. Pal.*, **8** (1): 117-120, 1 tabl. Madrid.
- ICZN. International Commission on Zoological Nomenclature, 1999. *International Code of Zoological Nomenclature* (4th edition), 306 pp. London.
- Jaffrezo, M. 1980. *Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée.* Thèse, Univ. P. & M. Curie, Paris VI. 615 pp., 167 figs. Paris.
- Joukowsky, E. & Favre J. 1913. Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute Savoie, France). *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, **37** (4): 295-523, 56 figs., 34 pls. Genève.
- Lafarge, D. 1978. *Etude géologique du plateau de Saint Remèze, Ardèche. Stratigraphie - cartographie - sédimentologie - tectonique.* Thèse, Univ. Claude Bernard - Lyon: 119 pp., 52 figs., 5 pls., 1 carte. Lyon.

-
- Leymerie, A. 1870. Récit d'une exploration géologique de la vallée de la Segre. *Bull. Soc. géol. France*, 2 sér., **26** (5) [1869]: 604-666, 2 figs., 1 pl. Paris.
- Martín-Closas, C. 2000. Els Caròfits del Juràssic superior i el Cretaci inferior de la Peninsula ibèrica. *Inst. Estud. Catalans Arx. Secc. Cienc.* **125**: 1-304, 29 figs., 22 pls. Barcelona.
- Martín-Closas, C. & Salas, R. 1988. Corrélation de la biozonation des Charophytes avec celle des foraminifères (orbitolinidés) dans le Valanginien inférieur du Bassin du Maestrat (Castellò, Espagne). *Géobios*, **21**: 645-650, 2 figs. Lyon.
- Masse, J. P. 1976. *Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution.* Thèse Univ. Aix-Marseille II, 3 vols., 445 pp., 125 figs., 60 pls., 11 tabs. Marseille.
- Masse, J. P. 1993. Early Cretaceous Dasycladales biostratigraphy from Provence and adjacent regions (South of France, Switzerland, Spain). A reference for Mesogean correlations. *Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol. 1*: 311-324, 1 fig., 2 pls. Modena.
- Monteil, E. 1995. Arrêt de la carrière de la Violette. Localité-type des Marnes d'Arzier. In: Charollais, J. & Wernli, R. 23^{ème} Colloque européen de Micropaléontologie. Pays de Genève et régions voisines (Suisse et France). 24-30 sept. 1995. *Publ. Dép. Géol. Pal. Univ. Genève, sér. Guide géol.* **7**: 15-18. Genève.
- Mouty, M. 1966. *Le Néocomien dans le Jura méridional.* Thèse Univ. Genève, n. 1369, 256 pp., 18 figs., 7 pls. Damas.
- Peybernès, B. 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée.* Thèse Univ. Toulouse: 459 pp., 149 figs., 42 pls. Toulouse.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martín-Closas, C., Schudack, M. & Soulié-Märsche, I. 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation, *Bull. Soc. géol. France*, **167** (3): 453-468, 4 figs. Paris.
- Rojay, B. & Altiner, D. 1998. Middle Jurassic-Lower Cretaceous biostratigraphy in the Central Pontides (Turkey) : remarks on paleogeography and tectonic evolution. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **104** (2): 192-193, 6 figs., 1 pl. Milano.
- Salvini, G. 1982. Etude géologique des Foraminifères de Pierre-Châtel, Vions, Chambotte s.s. et du « Calcaire roux » (Crétacé inférieur) dans la région de La Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France). *Trav. diplôme, Univ. Genève*, 101 pp., 175 figs. Genève [inédit].

- Salvini-Bonnard, G., Zaninetti, L. & Charollais, J. 1984. Les Foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valangien inférieur) de la région de La Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France): inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. *Rev. Paléobiol.*, **3** (2): 175-184, 2 figs., 2 tabl., 2 pls. Genève.
- Schroeder, R. 1993. Evolution du genre *Valserina* Schroeder *et al.* 1968 et l'origine des Palorbitolines. *Paläont. Z.*, **67**(3/4): 245-251, 10 figs. Stuttgart.
- Schroeder R. 1994. Description de *Praedictyorbitolina claveli* n. sp., orbitolinidé (Foraminiferida) de l'Hauterivien supérieur du Jura neuchâtelois et vaudois (Suisse). *Publ. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **14**: 15-24, 1 fig., 1 pl. Genève.
- Schroeder, R., Busnardo, R., Clavel, B. & Charollais, J. 1989. Position des couches à *Valserina brönnimanni* Schroeder et Conrad (Orbitolinidés) dans la biozonation du Barrémien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II) **309**: 2093-2100, 2 pls. Paris.
- Schroeder, R., Charollais, J. & Conrad, M.-A. 1969. Neunter Beitrag über die Foraminiferen der Unterkreide der Gegend von Genf. Weitere Studien an Orbitoliniden des Urgons. *Arch. Sc. Genève*, **22** (1): 91-104, 3 pls. Genève.
- Schroeder, R., Clavel, B. & Charollais, J. 1990. *Praedictyorbitolina carthusiana* n. gen. n. sp., Orbitolinidé (Foraminiferida) de la limite Hauterivien - Barrémien des Alpes occidentales. *Paläont. Z.*, **64** (3/4): 193-202, 9 figs. Stuttgart.
- Schroeder, R., Clavel, B., Cherchi, A., Charollais, J. 1999. *Praedictyorbitolina busnardo* n. sp. (Foraminiferida) et évolution de la lignée *Praedictyorbitolina* - *Dictyorbitolina* (Hauterivien supérieur - Barrémien basal). *Paläont. Z.*, **73** (3/4): 203-215, 7 figs. Stuttgart.
- Séguret, M. 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publ. Ustela, sér. Géol. struct.* **2**: 1-155, Montpellier.
- Trabold, G.L. 1996. Development of the Urgonian limestones in the delphino helvetic realm (northern subalpine chains, Haute-Savoie, France). Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Biostratigraphy. *Publ. Dép. Géol. Paléont., Univ. Genève*, **20**: 1-187, 13 figs., 14 pls. Genève.
- Velic, I. 1988. Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. *Rev. Paléobiol.*, vol. *spéc.*, **2** [Benthos'86]: 467-475, 1 fig., 2 pls. Genève.
- Velic, I. & Gusic, I. 1973. *Cuneolina tenuis* n. sp. from the Neocomian of Mt. Velika Kapela (Central Croatia). *Geol. Vjesn. Inst. Geol. Istraz. Zagrebu*, **25**: 155-163, 2 figs., 2 pls. Zagreb.

-
- Vermeulen, J. 1995. Nouvelle biozonation du Barrémien basée sur la famille des Pulchelliidae (Ammonoidea). *Geol. Alpine*, **7**: 199-211, 1 fig., 2 tabs., 2 pls. Grenoble.
- Virlouvet, B. 1997. *Etude géologique et modélisations sismiques d'une coupe de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors (France) ; contribution à la caractérisation sismique de réservoir carbonaté*. Thèse Univ. Grenoble, 189 pp., 6 pls. Grenoble.
- Zaninetti, L., Salvini-Bonnard, G., Charollais, J. & Decrouez, D. 1987. *Montsalevia*, n. gen. (Montsaleviidae, n. fam., Foraminifère), dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen - Valanginien) du Mont Salève et du Jura méridional (Haute-Savoie, France); note préliminaire. *Rev. Paléobiol.*, **6** (1): 165-168, 1 fig., 1 pl. Genève.
- Zaninetti, L., Charollais, J., Clavel, B., Decrouez, D., Salvini-Bonnard, G. & Steinhäuser, N. 1988. Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France): (1) Note sur *Heterodicerias luci* et "*Natica leviathan*"; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de Joukowsky et Favre, 1913. *Arch. Sc. Genève*, **41** (1): 43-63, 1 fig., 3 pls. Genève.